U. D. C. 55 (05)

地質調査所月報

第8卷　第9號

目　　次

報　文

本島公司，牧真一，影山邦夫，川野昌樹：静岡市附近天然ガス地化学調査報告…… 1
南雲昭三郎：砕屑岩を伝わる弾性波速度に関する研究
第Ⅰ部　砕屑岩を伝わる弾性波速度の含有水分に伴なう変化について……27
第Ⅱ部　砂岩の石化（lithofication）に伴なう弾性的性質の変化について …45

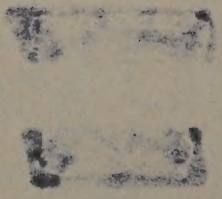
資　料

温度と相関関係のある岩石の弾性係数の研究
日本島海域の太平洋海底における放射性元素の含有量について

33.2.4.

工業技術院地質調査所

昭和32年9月



553.981 : 550.84/.85(521.61)

静岡市附近天然ガス地化学調査報告*

本島　公司***　牧　眞一**　影山　邦夫***　川野　昌樹**

Geochemical Survey of Natural Gas in the Vicinity of Shizuoka City

By

Kōji Motojima, Shin'ichi Maki, Kunio Kageyama & Masaki Kawano

Abstract

This report deals with geochemical study of the natural gas accumulation near Shizuoka city. In the Quaternary formation exposed at Asahata and southeastern side of Yatsuyama, dissolved natural gas is found in the underground water, but its potentiality is poor.

By geochemical analysis it is known that the marine facies of the Miocene formation (Shizuoka group), does not indicate high potentiality of natural gas into the overlying Quaternary.

1. 緒　言

静岡市附近の平野は，東の清水市押切のガス田と，焼津市街地附近のガス田との中間にあつて，可燃性天然ガスの推定賦存地帯に属する。

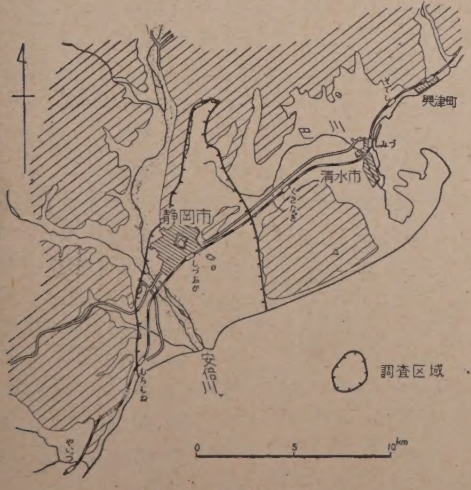
静岡市附近は各種工業等の立地条件がきわめてよく，この附近の天然ガス調査の実施は以前から要望されていたところであつて，静岡県においては，昭和29年度の焼津一島田間の調査に引続き，30年度にこの地域の調査を計画した。この報告はその受託調査報告であつて，公表を許可された県当局に謝意を表する。

調査の方法は，地下水法地化学調査を採用し，野外調査は昭和31年1月20日から2月13日に至る25日間にわたつて実施された。中間分析基地としては，市内安倍川町にある県立工業試験場の化学分析室を借用した。現地調査に際して，種々協力していただいた県工業課および工業試験場の方々に深謝する。

調査地域は第1図に示された約52km²であり，このなかに第2図の72点の観測測点を設けて，第1表に記載された観測値を得た。

2. 調　査　法

調査の着眼点および調査の方法については，地質調査所報告第166号“静岡県庵原郡高部村附近天然ガス調査



第1図　調査位置図

第2図　測定位置図

* 静岡県受託調査，発表許可昭和32年7月
** 技術部
*** 燃料部

第1表 静岡市附近天然ガス地化学調査表（1）

測点番号 Locality No.	坑井所有者名 Owner of well	坑井深度 Well Depth (m)	坑径 Casing Dia. (吋)	坑井年齢	孔明管深度 (m)	水温 Water temp. (°C)	ガス量 Gas Vol. (m³/d)	水量 Water Vol. (m³/d)
1	地質調査所工業用水試掘井	35.0	3 1/2	1	15.0～21.0	15.8*	0	n.f
2	日東紡 K.K.（7号井）	91.0	12	4	41.0～45.0 47.0～60.0 74.0～79.0	17.1	tr.	BP
3	日東紡 K.K.（9号井）	60.5	14	1	16.5～24.4 33.8～35.4 29.2～30.6 40.0～47.0	17.2	有	BP
4	同 上（8号井）	59.5	12	2	15.0～35.0 43.0～58.0	不測	tr.	n.f
5	静岡酸素 K.K.（1号井）	36.5		不明		17.5	有	CP
6	同 上（4号井）	30.0		—		16.5	有	CP
7	同 上（2号井）	36.5		—		不測	有	CP
8	静岡ガス K.K.	9.5	4ft	—	36～43 76.5～84	15.6	0.0A	CP
9	三菱電機 K.K.	86.5	4	1	43.5～55	16.6	0	CP
10	済生会病院	100.0	8	1	68.8～74	15.1*	0.00A	n.f
11	鐘紡 K.K.（2号井）	30.5		30+		17.3	tr.	CP
12	静岡冷蔵 K.K.	60.5	4	1		16.6	0	CP
13	東京堂鋼器 K.K.	38.0	2	5		13.0f	0	5
14	理研電化 K.K.	39.5	6	18		16.8	0	CP
15	有東寮	ca45	不明	不明		16.1f	0	7
16	不明	不明	1 1/2	不明		17.8f	0	10
17	杉山太一郎	15.0	2 1/2	—		14.8f	0	3+
18	不明	44+	1 1/2	20？		18.1f	1	6
19	不明	不明	不明	不明		17.8f	有	4
20	浅畑硫黄泉	自然流出				6.8f*	0	1
21	浅畑農協罐詰工場	4.0	—	—		15.0	0	—
22	不明	不明	2	不明		17.0f	0	ca.20
23	不明	24+	1 1/2	不明		17.1f	0	4
24	有永部落硫黄泉	自然流出				11.3f*	0	1
25	不明	24.5+	2	不明		17.5f	tr.	1.5
26	不明	不明	不明	不明		16.8f	0	1
27	静岡県農事試験所	39.5	1 1/2	7		17.3f	0	20
28	登呂遺跡	30.0+	2	4		15.9f	0	40+
29	原科彦雄	39.5	2	20		16.1	0	CP
30	大里東小学校	不明	不明	不明		15.4	0	CP
31	荻原藤太郎	25.5	1 1/2	不明		16.3f	0	20
32	荻錦酒造工場	27.5	2	2		16.0f	0	80
33	安倍川東岸鉄道橋下流100m	川の水				5.4		
34	不明	不明	2	不明		9.8f*	0？	0.00A
35	不明	不明	不明	不明		16.4f	0	2

f…flow

1956(昭和31年)1～2月調査

ガス水比 Gas water ratio	水位地表面基準 (m)	pH	RpH	RpH-pH	HCO_3^- by tit. (mg/l)	excess base (meq/l)	free CO_2 (mg/l)	total CO_2 (mg/l) by tit.	total CO_2 (mg/l) by H_2 meth.	Cl^- (mg/l)	NH_4^+-N (mg/l)
	−1.85	7.8	8.0	0.2	72.1	1.21	2.2	54.3	50.8	3.1	0.21
		6.8	7.4	0.6	151	2.62	3.1	112.1	115	45.4	2.31
1 : 84		6.8	7.3	0.5	291	4.41*	32.4*	242.4*	227	13.1	6.68
	−ca.4	6.8	7.2	0.4	260	4.41	55.0*	242.5*	228	16.3	4.84
1 : 10.5		6.8	7.4	0.6	163	2.82	11.0	128.6	139	8.1	3.23
		7.2	7.4	0.2	316	5.13	28.6	256.6	257	8.4	4.57
		7.2	7.4	0.2	272	4.52	13.2	209.5	—	8.5	6.55
	−1.4	6.8	7.2	0.4	370	5.75*	73*	340*	312.6	10.5	4.39
	(−ca.5)	7.2	7.4	0.2	75.2	1.33	2.2	77.4	63.1	7.1	0.79
	−2.2	6.8	7.2	0.4	107	1.84	19.8	97.0	92.6	5.8	0.66
		7.0	7.2	0.2	187	3.08	11.0	146.0	156	3.7	3.42
		7.2	7.4	0.2	70.0	1.23	2.2	52.7	64.2	2.8	0.45
	±0	7.4	7.4	0.0	69.9	1.24	2.2	52.6	—	4.1	0.41
	(−5)	7.6	7.6	0.0	156	2.56	2.2	114.7	—	5.4	1.25
	+0.3	7.6	7.8	0.2	80.0	1.38	2.2	59.9	66.3	2.8	0.64
	±0	7.2	7.4	0.2	131.0	2.38	3.5	98.0	95.6	4.1	1.49
	+0.4	6.7	6.9	0.2	38.7	0.65	2.2	30.1	27.6	9.0	0.49
1 : 6	±0	6.6	7.0	0.4	600	9.95*	98.7*	541.2*	525	4.0	6.60
	±0	6.6	7.0	0.4	362	5.95	74.9*	335*	374	9.8	5.45
		7.8	7.8	0.0	95.2	1.64	1.8	68.6	60.8	7.6	0.98
	±0	6.6	6.8	0.2	68.8	0.82	4.4	54.0	49.5	5.4	0.49
	±0	7.0	7.5	0.5	56.3	1.03	4.4	45.0	49.5	5.7	0.71
	±0	6.6	7.5	0.9	82.8	1.43	4.4	64.1	78.8	8.5	1.48
		9.2	9.1	−0.1	6.2	1.39	CO_3^{2-} 31.9	27.6	24.7	353.0	0.60
	±0	7.6	7.8	0.2	169.0	2.87	5.3	129.3	111	3.5	2.56
	±0	7.8	7.9	0.1	114.0	1.95	2.6	84.9	87.8	4.0	0.27
	+0.5	7.6	7.7	0.1	97.0	1.64	3.5	73.5	98.8	5.4	0.59
	+1.6	7.6	7.8	0.2	75.7	1.33	1.8	55.3	64.5	3.5	0.58
	−0.8	7.7	8.0	0.3	81.3	1.44	1.8	60.3	59.7	3.4	0.99
	±0	7.4	7.8	0.4	75.0	1.25	5.4	59.1	52.8	3.3	0.21
	+0.4	7.0	7.6	0.6	59.3	1.03	5.4	47.6	51.7	2.6	0.21
	+0.5	7.0	7.5	0.5	59.6	1.08	2.2	45.2	34.0	3.4	0.12
		7.8	7.5	−0.3	62.5	1.13	2.2	47.3	42.7	2.9	0.06
	±0	7.3	7.6	0.3	215.0	3.62	15.4	170.4	—	3.5	3.51
	±0	7.4	7.6	0.2	118.8	2.00	2.2	87.9	91.2	3.3	1.00

測点番号 Locality No.	坑井所有者名 Owner of well	NO_2^- (mg/l)	NO_3^- (mg/l)	dis.O_2 (cc/l)	dis. O_2 飽和率	dis. CH_4 $+N_2$etc. (cc/l)	dis. CH_4 (cc/l)	dis. N_2 etc. (cc/l)	dis. N_2 etc. 飽和率	dis. CH_4 / dis. CH_4+N_2 etc. × 100
1	地質調査所工業用水試堀井	0.02	0.0	0.23		14.0	0.0	14.0		0.0
2	日東紡 K.K.（7号井）	0.01	0.0	2.49		29.1	5.5	23.6		19.0
3	日東紡 K.K.（9号井）	0.00	0.0	0.13		44.3	35.9	8.4		81.0
4	同　上（8号井）	0.00	0.0	0.85**		38.4**	30.6	7.8		79.6
5	静岡酸素 K.K.（1号井）	0.00	0.0	0.34		30.8	22.2	8.6		72.1
6	同　上（4号井）	0.00	0.0	—	—	—	—	—	—	—
7	同　上（2号井）	0.00	0.0	—	—	—	—	—	—	—
8	静岡ガス K.K.	0.00	0.0	0.37		30.0	21.2	8.8		70.8
9	三菱電機 K.K.	0.00	0.0	0.24		19.4	0.9	18.5		4.8
10	済生会病院	0.00	0.0	0.41		27.6	20.7	6.9		73.5
11	鐘紡 K.K.（2号井）	0.01>	0.0	0.24		38.3	10.7	27.6		28.0
12	静岡冷蔵 K.K.	0.01>	0.0	0.58		15.5	0.6	14.9		3.8
13	東京堂鋼器 K.K.	0.01>	0.0	—		—	—	—	—	—
14	理研電化 K.K.	0.00	0.0	—	—	—	—	—	—	—
15	有東寮	0.00	0.0	0.24	—	14.3	0.0	14.3		0.0
16	不明	0.00	0.0	0.44		20.4	4.1	16.3		20.2
17	杉山太一郎	0.10	6.2	2.14		16.5	0.0	16.5		0.0
18	不明	0.00	0.0	0.14		62.5	57.6	4.9		92.1
19	不明	0.00	0.0	0.10		63.2	51.7	11.5		81.8
20	浅畑硫黄泉	0.01>	0.0	—	—	—	—	—	—	—
21	浅畑農協缶詰工場	0.01	12.5	—	—	—	—	—	—	—
22	不明	0.01>	0.0	0.51		16.6	0.5	16.1		3.1
23	不明	0.00	0.0	0.70		17.7	1.6	16.1		9.0
24	有永部落硫黄泉	0.00	0.0	—	—	—	—	—		—
25	不明	0.00	0.0	0.24		27.7	8.7	19.0	—	31.3
26	不明	0.00	0.0	0.60		16.2	0.7	15.5		4.6
27	静岡県農事試験所	0.00	0.0	0.37		15.3	0.2	15.1		1.5
28	登呂遺跡	0.00	0.0	0.37		14.2	0.0	14.2		0.0
29	原科彦雄	0.01>	0.0	0.41		14.5	0.0	14.5		0.0
30	大里東小学校	0.01>	0.0	1.84		13.9	0.1	13.8		0.6
31	萩原藤太郎	0.00	0.0	0.92		14.1	0.0	14.1		0.0
32	萩錦酒造工場	0.01>	0.0	1.57		14.2	0.0	14.2		0.0
33	安倍川東岸鉄道橋下流100m	0.01	1.7	7.27		14.1	0.0	14.1		0.0
34	不明	0.014	0.0	—		—	—	—	—	—
35	不明	0.009	0.0	0.41		14.6	0.4	14.2		2.5

Fe^{2+} (mg/l)	Fe^{3+} (mg/l)	Fe^{t} (mg/l)	Fe^{2+}/Fe^{t} ×100	$KMnO_4$ Cons. (mg/l)	SO_4^{2-} (mg/l)	Ca^{2+} (mg/l)	Mg^{2+} (mg/l)	Ca^{2+}/Mg^{2+} (w't)	Remarks	Composition of Casing head gas Vol. % CO_2	O_2	CnHm	CH_4	N_2
2.27	1.73	4.00	56.7	13.4	8	20.0			停滞水					
4.57	0.13	4.70	97.2	3.7	2>	45.4*	12.7	3.6						
14.2	2.00	16.2	87.6	14.5	2>	50.7*	21.0	2.4	H_2S 臭大	2.7	0.1	0.1	76.5	20.7
—	—	—	—	13.9	2>	38.9			**ベーラー採水 停滞水					
2.99	0.06	3.05	98.0	7.6	2>	24.0*	10.9	4.6		1.3	0.1	0.0	63.1	35.5
—	—	—	—	10.7	—	53.7								
—	—	—	—	10.1	—	41.1								
21.40	0.00	21.40	100.0	220	2>	61.1			低地の浅層水					
1.85	0.21	2.06	89.7	4.3	2>	8.4			最初は水位＋					
4.61	1.29	5.90	78.2	4.1	2>	16.4*	5.5	3.0	0.3mで自噴					
5.20	0.23	5.43	95.9	10.2	2>	31.6								
0.26	0.26	0.52	50.0	2.0	15	24.3								
—	—	—	—	2.7	—	26.8								
—	—	—	—	4.9	—	34.7			H_2S 臭					
0.13	0.16	0.29	44.8	1.4	4	24.2			H_2S 臭少有					
1.14	0.14	1.28	89.1	3.7	8	27.6			H_2S 臭少有					
0.00	tr.	tr.	0	1.4	10	10.0								
19.0	2.11	21.11	90.0	20.5	2>	70.5*	29.5	2.4		10.6	0.1	0.0	82.8	6.5
15.41	1.40	16.81	91.7	19.8	2≧	37.0*	18.6	2.0						
tr.	0.31	0.31	0	7.1	13	23.1			free S, H_2S 臭					
—	—	—	—	0.9	—	13.1								
1.48	0.18	1.66	89.2	2.1	13	9.5								
1.51	0.24	1.75	86.2	6.8	10	13.1								
0.00	0.21	0.21	0	27.4	9	10.5			free S, H_2S					
0.28	0.29	0.57	49.2	6.5	2>	27.3			臭多					
tr.	0.23	0.23	0	5.5	17.9*	—			free S, H_2S臭					
0.12	0.17	0.29	41.4	2.2	31.6*	—								
0.08	0.04	0.12	66.6	5.2	32.7*	—			H_2S 臭					
0.07	0.14	0.21	33.3	1.5	2>	—								
0.00	0.11	0.11	0	1.4	33.6*	—								
0.30	0.12	0.42	71.5	1.1	33.1*	—								
0.00	0.10	0.10	0	1.0	32.3*	28.4								
0.00	0.11	0.11	0	0.2	29.9*	21.0								
—	—	—	—	23.8	—	20.5								
1.11	0.29	1.40	79.3	3.1	2.7	20.5			H_2S 臭？					

第1表 静岡市附近天然ガス地化学調査表（2）

測点番号 Locality No.	坑井所有者名 Owner of well	坑井深度 Well Depth (m)	坑径 Casing Dia. (吋)	坑井年齢	孔明管深度 (m)	水温 Water temp. (°C)	ガス量 Gas Vol. (m³/d)	水量 Water Vol. (m³/d)	ガス水比 Gas water ratio	水位 地表面基準 (m)
36	鐘紡 K.K.（5号井）	66.5	12	1	31.8～40.5 46.5～50.1 52.5～58.5	16.6	A	n.f.		−4.5
37	富士工業 K.K.	36.0	1	15		16.5f	0	ca.15		+0.4
38	杉本金属 K.K.	22.5	小口径	3		15.8f	0	ca.15		+1.0
39	滝川繁雄	32.5	1 1/2	20		16.5f	0	5		+0.4
40	石田国鉄官舎	不明	小口径	不明		16.5f	0	25		+1.0
41	〃 〃	不明	小口径	不明		16.6f	0	25		+1.0
42	井上庄太郎	32.5	1 2/3	15		16.4f	0	8		+0.4
43	大里西小学校	32.5	1 1/2	1		15.8f	0	少量自噴		+0.5
44	長田製紙所	5.5	—	30		16.2	0	CP		—
45	板倉倉庫 K.K.	深井戸？	3	不明		12.4	0	P		−0.3
46	村田秀次郎	5.5	2 1/2	9		17.4	0	CP		—
47	白百合幼稚園	36.0	1	3		16.2f	0	A×10		+1.4
48	静岡市立高校	36.5	2	1		16.9f	0	20		±0
49	森恒雄	27.0	1 1/2	1		14.9f	tr.	5.5		±0
50	明玉寺	27.0	1 1/2	27		17.0f	0	5		±0
51	柳新田集乳所	32.5	2	3		17.0f	0	40		+0.2
52	安東小学校	不明	1 1/2	2		16.8f	0	10		+0.4
53	伊藤正司	32.5	1	1		16.9f	0	15		+0.9
54	城内高校	不明				18.8	0	CP		不明
55	安部川工業 K.K.	12.0	3 m	1		16.3	0	CP		−4.0
56	横井円蔵	5.5	1 1/2	8		16.6	0	CP		不明
57	小沢銀次郎	43.5	1	4		16.1f	0	10		+0.4
58	〃	31.0	1 1/2	11		16.2f	0	5		±0
59	中島小学校	31.0	1 1/2	13		15.8f	0	2		+0.4
60	巴川製紙K.K.用宗寮	6.0		不明		16.6	0	CP		−4.0
61	清水水産 K.K.	31.5	6	3		17.0f	0	CP		−5.0
62	巴川製紙 K.K.（裏井戸）	112.0	6+	4	39.1～49.4 59.2～72.7	16.4	tr.？	CP		—
63	〃（表井戸）	72.5	6	19		16.0	0	CP		−3.0
64	吐月峯硫黄泉	自然流出	—	—		13.4*	0	1		—
65	待月楼硫黄泉					*				
66	林兼水産工業 K.K.	—	—	20		15.8	0	CP		−2.5
67	徳田金太	3.5	1 m	2		13.7	0	P		−0.8
68	神尾利郎	20.0	1 1/2	6		16.2f	0	CP		±0～(−)
69	長田南小学校	38.5	1	1		16.7f	0	15		+0.5
70	青山進司	33.0	1 1/2	2		17.0f	0	50		+1.7
71	静岡県立農業高等学校	不明	1	28		17.8f	0	少量		±0
72	法泉寺	54.5	2	26		16.1	0	少量		+0.2

水温欄の *印は停滞水的なことを示す。　f····flow
溶存ガスの *は分析器具の調子が悪いときに得た値
水量欄の n.f····非自噴
CP····Centrifugal pump 井
p····手押ポンプ井
BP····Bore-hole pump 井

1956(昭和31年)1～2 月調査

pH	RpH	RpH-pH	HCO_3^- by tit. (mg/l)	excess base (meq/l)	free CO_2 (mg/l)	total CO_2 mg/l by tit.	by H_2 meth.	Cl^- (mg/l)	NH_4^+-N (mg/l)	NO_2^- (mg/l)	NO_3^- (mg/l)	dis. O_2 (cc/l)
—	—	—	164	—	—	—	—	4.5	2.54	—	—	—
7.3	7.4	0.1	75.0	1.13	2.2	56.7	58.4	3.1	0.02	0.007	1.7	5.40
7.1	7.3	0.2	68.8	1.16	2.2	51.8	46.1	2.8	0.07	0.015	2.2	4.59
7.1	7.6	0.5	68.7	1.13	4.4	60.8	60.8	3.1	0.15	0.006	0.0	0.95
7.3	7.6	0.3	68.7	1.20	3.1	52.6	55.3	3.1	0.09	0.006	1.2	3.00
7.4	7.7	0.3	99.2	1.66	3.1	74.6	80.2	3.5	1.53	0.010	0.0	0.14
7.3	7.4	0.1	62.4	1.08	3.5	48.5	68.9	3.0	0.14	0.012	0.0	4.27
7.3	7.2	−0.1	62.4	1.08	2.2	47.2	36.2	3.3	0.14	0.012	1.7	5.08
7.0	7.3	0.3	76.8	1.26	3.1	58.4	61.1	4.8	0.13	0.007	1.8	4.53
7.1	7.2	0.1	72.0	1.25	6.6	59.4	54.3	4.6	0.09	0.010	2.5	5.13
6.8	7.4	0.6	147.0	2.44	17.6	123.6	122.7	8.6	1.60	0.018	0.0	—
7.2	7.7	0.5	62.5	1.13	2.8	47.9	−33.8	3.1	0.19	0.023	0.0	3.64
7.8	7.6	−0.2	113.0	1.92	1.7	83.2	—	3.6	0.59	0.019	0.0	—
7.3	7.8	0.5	143.0	2.36	4.4	107.4	100.2	3.4	1.34	0.017	0.0	0.63
7.7	8.1	0.3	130.0	2.16	3.1	96.9	100.0	4.0	0.52	0.017	0.0	0.51
7.2	7.7	0.5	75.2	1.28	5.7	59.9	63.8	7.1	0.21	0.010	0.0	0.13
7.1	7.3	0.2	70.7	1.20	13.2	64.1	77.8	4.8	0.13	0.009	0.3	3.47
7.2	7.6	0.4	82.6	1.35	6.6	66.1	76.0	5.6	0.22	0.009	0.0	1.27
6.8	7.2	0.4	81.5	1.36	14.5	73.3	87.1	5.8	0.15	0.010	0.8	5.20
7.1	7.4	0.3	63.8	1.08	8.8	54.8	66.5	3.4	0.13	0.014	0.0	6.05
7.1	7.3	0.2	93.8	1.64	19.8	97.5	87.8	7.2	0.17	0.014	0.7	4.80
7.6	7.9	0.3	94.8	1.64	7.9	76.2	69.7	4.0	0.37	0.004	0.0	0.78
7.6	7.9	0.2	91.8	—	1.8	68.0	—	3.4	0.23	—	0.0	0.80
7.4	7.6	0.2	74.0	1.21	5.7	59.1	49.5	2.9	1.57	0.008	0.0	0.51
6.8	7.2	0.4	60.4	—	4.8	48.3	—	13.3	0.13	—	0.8	—
7.2	7.6	0.4	63.4	—	2.2	47.9	—	5.1	0.00	—	0.0	3.57
7.1	7.5	0.4	81.5	1.37	11.0	69.7	57.8	6.5	1.84	0.004	0.0	0.31
7.3	7.5	0.2	57.3	0.99	2.2	43.5	39.1	5.1	0.00	0.011	0.0	6.57
8.1±0.1	8.2±0.1	0.1	132.0	2.23	CO_3^{2-} 18.5	145.5	— —	4.4	0.09	—	0.0	—
6.4	7.2	0.8	72.5	—	12.6	64.8	—	4.7	0.06	—	—	—
6.7	7.3	0.6	79.7	—	17.6	75.1	—	5.7	0.06	—	—	—
7.3	7.5	0.2	54.3	—	4.8	44.0	—	8.9	—	—	—	—
7.1	7.5	0.4	78.5	1.27	7.5	63.1	66.2	6.8	0.34	0.008	0.0	0.41
7.1	7.5	0.4	60.4	1.09	3.1	46.6	43.6	4.7	0.05	0.020	0.0	1.47
7.2	7.7	0.5					—			0.014	0.0	0.41
7.2*	7.5	0.3					—			0.014	0.1	0.80

excess base, HCO_3^- free CO_2 total CO_2 欄の *印は
鉄による妨害で分析値がやゝ不正確なものを示す。

測点番号 Locality No.	坑井所有者名 Owner of well	dis. O_2 飽和率	dis. CH_4 $+H_2$ etc. (cc/l)	dis. CH_4 (cc/l)	dis. N_2 etc. (cc/l)	dis. H_2 etc. 飽和率	dis. CH_4 / dis. CH_4+N_2 etc. ×100	Fe^{2+} (mg/l)	Fe^{3+} (mg/l)	Fe^t (mg/l)	Fe^{2+}/Fe^t ×100
36	鐘紡 K.K. (5号井)		—	—	—	—	—	—	—	—	—
37	富士工業 K.K.		15.7	0.4	15.3		2.4*	0.00	0.09	0.09	0
38	杉本金属 K.K.		15.0	0.2	14.8		1.1*	tr.	0.10	0.10	0
39	滝 川 繁 雄		14.3	0.8	13.5		5.3*	tr.	0.10	0.10	0
40	石田国鉄官舎		14.4	0.0	14.4		0.0	0.00	0.06	0.06	0
41	〃		16.0	1.5	14.5		9.5	1.34	0.79	2.13	63.0
42	井 上 庄 太 郎		14.2	0.0	14.2		0.0	0.00	0.07	0.07	0
43	大里西小学校		14.5	0.0	14.5		0.0	tr.	0.09	0.09	0
44	長田製紙所		14.9	0.0	14.9		0.0	0.00	0.09	0.09	0
45	板倉倉庫 K.K.		15.0	0.0	15.0		0.0	0.00	0.09	0.09	0
46	村 田 秀 次 郎	—	—	—	—	—	—	1.63	0.38	2.01	80.4
47	白百合幼稚園		14.7	0.1	14.6		0.6	tr.	0.07	0.07	0
48	静岡市立高校	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
49	森 恒 雄		26.0	8.8	17.2		33.7	0.32	0.41	0.73	43.8
50	明 王 寺		15.1	0.2	14.9		1.4	0.17	0.09	0.26	65.5
51	柳新田集乳所		15.3	0.2	15.1		1.1	0.14	0.14	0.28	50.0
52	安東小学校		15.3	0.0	15.3		0.0	0.00	0.07	0.07	0
53	伊 藤 正 司		15.9	0.2	15.7		1.0	0.00	0.06	0.06	0
54	城 内 高 校		13.5	0.0	13.5		0.0	0.00	0.07	0.06	0
55	安部川工業 K.K.		13.6	0.0	13.6		0.0	0.00	0.04	0.06	0
56	横 井 円 蔵		14.2	0.0	14.2		0.0	0.00	0.04	0.04	0
57	小 沢 銀 次 郎		14.4	0.0	14.4		0.0	tr.	0.11	0.11	0
58	〃		14.9	0.0	14.9		0.0	0.00	0.11	0.11	0
59	中 島 小 学 校		14.5	0.7	13.8		3.2	0.88	1.19	2.07	42.5
60	巴川製紙 K.K. 用宗寮		—	—	—	—	—	—	—	—	—
61	清水水産 K.K.		14.3	0.0	14.3		0.0	0.00	0.05	0.05	0
62	巴川製紙 K.K. (裏井戸)		15.8	2.6	13.2		16.3	2.90	0.56	3.46	83.8
63	〃 (表井戸)		13.4	0.0	13.4		0.0	0.00	0.09	0.09	0
64	吐月峯硫黄泉	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
65	待月楼硫黄泉										
66	林兼水産工業 K.K.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
67	徳 田 金 太	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
68	神 尾 利 郎	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
69	長田南小学校		18.0	2.3	15.7		12.9	1.42	0.44	1.86	76.4
70	青 山 進 司		13.9	0.0	13.9		0.0	0.02	0.11	0.13	15.3
71	静岡県立農業高等学校		22.7					—	—	—	—
72	法 泉 寺		17.3					—	—	—	—

$KMnO_4$ cons. (mg/l)	SO_4^{2-} (mg/l)	Ca^{2+} (mg/l)	Mg^{2+} (mg/l)	Ca^{2+}/Mg^{2+} (w't)	Remarks	Composition of Casing head gas Vol. %				
						CO_2	O_2	CnHm	CH_4	N_2
—	—	—			ベーラー採水,	0.3(1.4)	16.7(0.1)	0.0(0.0)	14.7(71.7)	68.3(26.8)
5.8	29.2*	23.1			泥水混入	1.6(2.7)	8.7(0.1)	0.0(0.0)	37.8(64.3)	61.9(32.9)
3.4	27.8*	23.6								
5.0	32.3*	23.7								
2.6	29.9*	21.9								
6.0	20.4*	24.2			H_2S臭					
2.7	25.8*	21.5								
4.4	26.7*	22.0								
2.7	28.8*	25.7								
2.7	30.1*	25.0								
9.0	5	23.7								
5.6	7	22.1								
3.1	—	25.8								
4.0	—	24.5								
4.8	2>	25.2			H_2S 臭					
4.3	8	23.1			H_2S 臭					
2.7	11	21.8								
2.0	—	23.9			H_2S 臭					
1.4	26.6*	22.2								
0.8	28.8*	23.3								
0.7	26.8*	26.9								
3.9	31.9*	22.6			H_2S 臭					
3.6	—	—								
5.9	9	20.1								
—	—	14.0								
4.6	—	—								
16.7	12	15.5*	10.9	1.4						
3.9	13	18.4*	5.9	3.1	Calcarious dep.					
10.9	4	3.2			free S, H_2S 臭					
	—	—			free S, H_2S 臭					
—	—	—								
—	—	—								
—	—	—								
5.3	8	17.4								
3.4	24.1	18.6								
4.7	2≧	29.6								
2.0	2≧	10.5								

報告[7]に準拠したので詳細は省略する。

さき後述（3章）の通り，北部の山地は海成の静岡層群からなり，久能山も旧安倍川のデルタ堆積物と考えられる説もあるので，沖積層中に鑿井された水井戸にたよる地下水法地化学調査の場合に，地層のあり方，ガスのあり方と地下水中の塩素イオン量等に関しては，とくに注意する心要がある。

3. 地形・水系および地質一般

調査地域の西部を南北に安倍川が流下し，賤機山南端部から扇状地形を駿河湾に開いている。この川の西岸は，ほゞ南北の一直線に並んだ比較的急な崖からなり，これにはほゞ直角に藁科川が東流して，安倍川に合流する。

静岡市街地は安倍川扇状地の頂部にあたり，きわめて砂礫に富んだ部分に位し，清澄な地下伏流水を保有する。市街地の東に連なる谷津・八幡・有東各山は，ほゞ有度山の山頂を中心にした孤上に位し，西側の安倍川と東側の有度山の水系を分ける点で重要視すべき残丘である。

北東方の竜爪山塊は，リアス式の地形を呈することは有名であり，谷津山・有度山との間に東流する巴川を発している。

この地方の地質に関するおもな研究結果は，千谷好之助[1]・伊田一善[2]・土隆一などによって公表されている。

調査地域の北部山地は，伊田一善の静岡層群に属する長尾フリッシュ型互層（層厚約 850m）と，北滝互層（層厚約1,250 m）とからなり，いずれも硬質砂岩の優勢な泥岩との互層である。これらの地層の砂岩は，いずれも滲透率1ミリダルシー以下と考えられる（東に接する高部ガス田のコアーで実測した値と考え合わせて）ので，ガス鉱床の立場からよく物理性を検討しなければならない。これらの地層はほゞ南北～北東～南西方向の断層，褶曲構造等を示している。高部と焼津のガス鉱床はとくに第三紀層中の裂罅に関連が深いから，この地域の調査でも注目を要する。

谷津山・八幡山・有東山は伊田一善の四十坂層に属し，比較的泥岩の多い互層によって構成されている。ここはまた山列に沿う背斜軸の存在するところである。

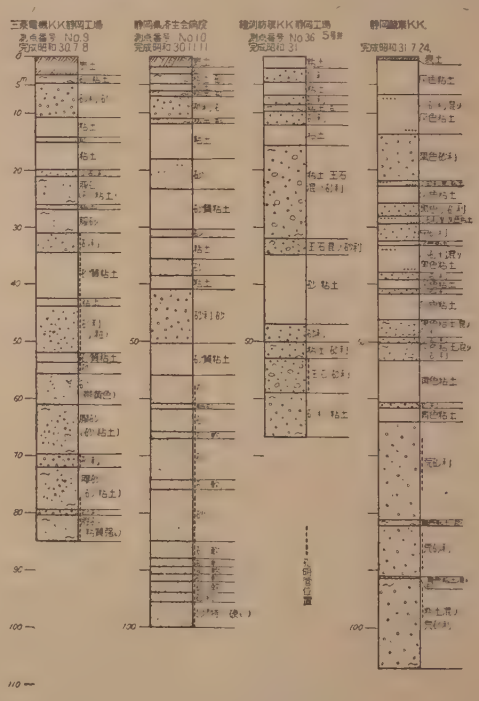
賤機山はおもにアルカリ玄武岩からなり，安倍川下流の西岸に続き，高草山に至る。この火成岩体の西側は，瀬戸川累層群中の天徳寺層群に属する硬質泥岩と砂岩との有律互層からなる。そして石灰質の層を挟有する。この地層は古第三紀層と一般に考えられている。上記した静岡層群中の長尾・北滝両層は，およそ大井川附近における大井川層群中の蓬来亜層群に対比できるだろうと，槇山次郎は述べている。したがつて時代的には中新世初期に属することになる。

Loc. No. 64 と 65 とは，瀬戸川層中に配列した測点である。

久能山は槇山らによれば昔の安部川のデルタ堆積物と考えられている。これら地層中には海水棲貝化石のほかに，半淡半鹹水にすんだ貝化石も混入するようであるが，全体的に，北西に陸の影響が強く，東および南に海の影響の強い地層がみられるようである。

久能山は地層堆積後の褶曲によりドーム形構造をなしていて，谷津山・八幡山方向に緩斜する。地層は青色泥土部の上に砂礫質部があるので，その集水面積が比較的小さいにもかゝわらず，水理地質的には重要視されなければならない。

沖積層は砂・礫・粘土からなり，安部川の急流によって運搬された部分は礫部に優っている。西部の東海道すじでは粘土が発達しているらしいが，信頼できる坑井柱

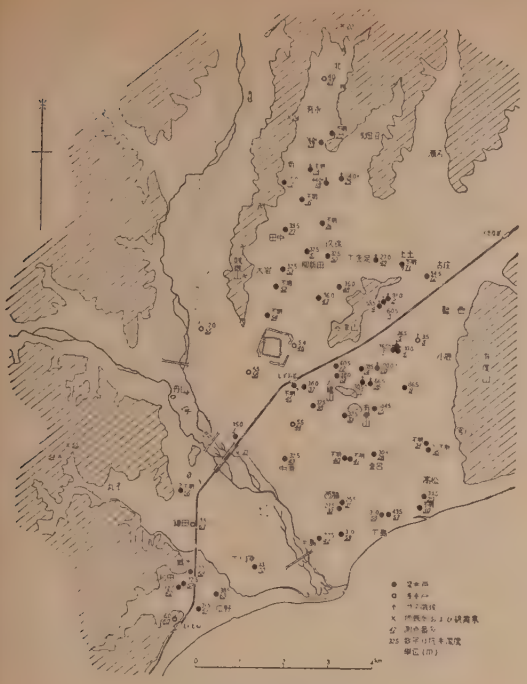


第3図 坑井地質柱状図

状図に欠けて詳細は不明である。第3図には，比較的良好と思われる4例をあげたが，それによれば，谷津山（位置は第2図参照）南東部においては，60m以浅に僅かに粘土層の夾みがみられるが，以下は砂礫質となり，全般的に粗粒物質からなつているようである。

4. 坑井深度等について（第4図参照）

原則的には，測定坑井として10m以上の深度をもつものを求めたが，市街地では数mのものまで補足的な測



第4図　坑井深度分布図

第6図　地下水中の dis. (CH_4+N_2) 分布図

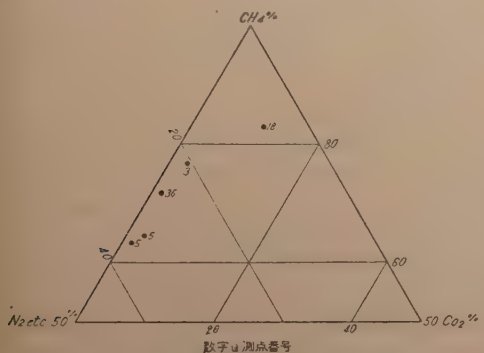
点とした。

谷津山東麓にある Loc. No. 3，4は四十坂層に達しているもようである。その附近にある井戸は60～90mに達するが，南部の下島方面では30～40mでやゝ浅い。

谷津山北部では30～40mの深度を示す井戸が多く，これらはいずれも自噴井である。

安倍川西岸では20～110 mに達し，和田では約50mで第三紀層に達したという記録もあるが，掘進速度の記録から考えるとやゝ疑わしい点がある。

小口径の竹管井では多層同時採水をしないで，その下端部からのみ水を揚げているようであるが，大口径の鉄管井にあつては，ほとんど多層同時採水である。



第5図　ガス組成3成分表示図

水位は地上0～ 1.5mのものが多い。

自噴水量は，1～20m³/day 前後であるが，大口径でかつ西脇附近にあるものでは，80m³/day に達する自噴井もある。

工場用水井はほとんど渦巻ポンプまたはボアーホールポンプで揚水している。

5. 遊離ガスについて

遊離ガスが認められる地域は，谷津山の北側地区と南側地区とに2分できる。

ガス量は浅畑方面の Loc. No. 18に最も多いが，それでも1 m³/day 前後にすぎず，かつガス水比は約1.：6で，理論値または若干それを下まわるらしい数値である。谷津山南東側でも最大1 m³/day 以上がみられるが多くは1日数10～数 l 程度の，ガス徴候と呼ぶべき小泡状をなしている。

分析した遊離ガスは4試料あるが，それによるとガス質は，割合に悪く，CH_4 は63～83 Vol. %，N_2 は 6.5～36%に及び，CO_2 は 1.4～10.6 %の間にある。第5図に CO_2・CH_4・N_2 の3成分図を示した。

6. 水中溶存メタンと窒素

水中溶存（CH_4+N_2）の地域分布図は第6図に示さた。

第 7 図 地下水中の dis. CH_4 分布図

第 8 図 地下水中の dis. N_2 分布図

第 9 図 地下水中の $\frac{\text{dis. } CH_4}{\text{dis. } (CH_4+N_2)}\times 100$ 値分布図

第 6 図では，14.5cc/*l* 以下は安倍川の流路に沿っている地域にあり，左右両岸とも，下流地域で増加していない特徴がみられる。

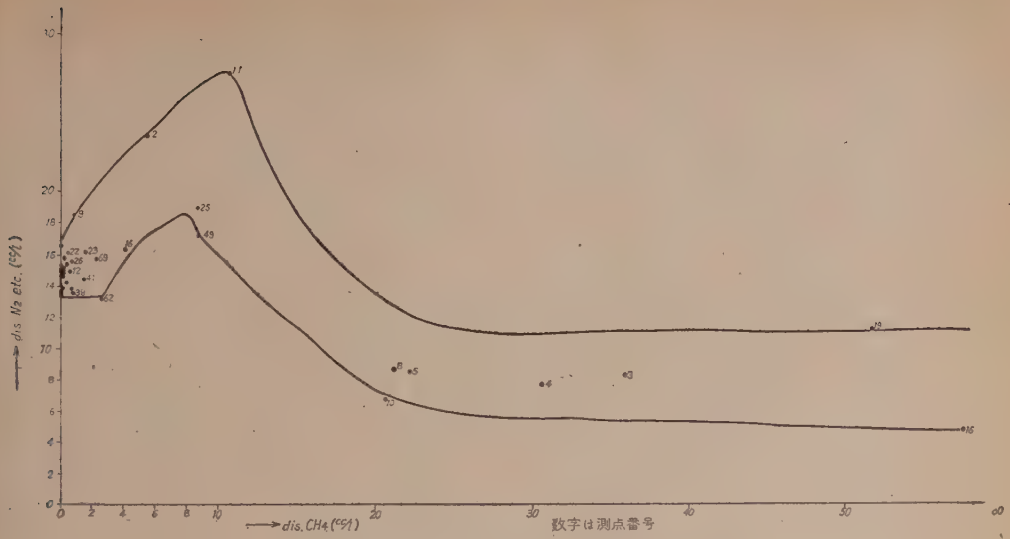
第 7 図は水中溶存メタン（dis. CH_4）の地域分布図を示す。谷津山・八幡山を西端とする北北西一南南東方向に dis. CH_4 がみられ，安倍川の西岸では僅かに広野附近で 2.5cc/*l* 程度みられるにすぎない。

第 8 図には水中溶存窒素（dis. N_2）の地域分布を示す。水溶性のメタン系のガス鉱床では，多量のメタンを賦存する地域の周辺に dis. N_2 の増加帯がみられる。この度の調査地域にあつても，dis. N_2 は最大27.6cc/*l* を示し，浅畑方面と，谷津山南方にあつてやゝ多くメタンガスを溶存する地域をとりまいている。

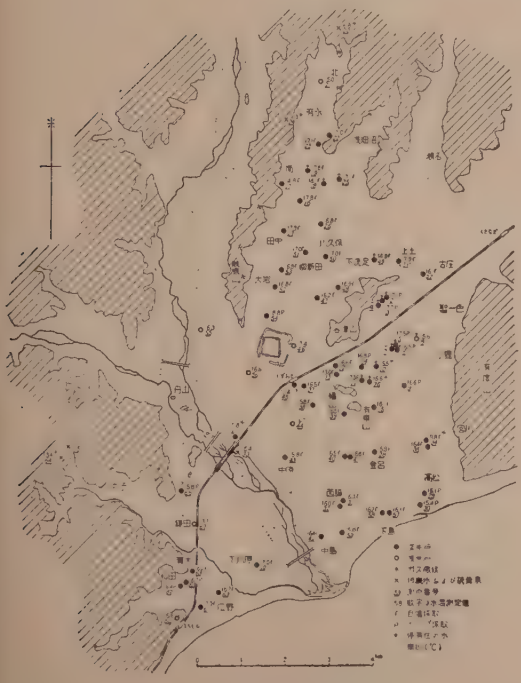
以上に述べた，dis. (CH_4+N_2)，dis. CH_4，dis. N_2 の地域分布の各図からも判然とするように，100m以浅のガス賦存の中心は，谷津山南部と浅畑方面とであることがわかる。

水中溶存ガスのなかで，dis. $CH_4\times 100/\text{dis. } CH_4+N_2$ の値は，その水に附随する free gas の組成と深い関係を示すのであるが，第 9 図にその地域分布を示した。この数値からすると，Loc. No. 18, 19 の北部地域と，2，3，4 附近にガス質の良いものがみられる。

dis. CH_4 と dis. N_2 との関係は，第10図に示すように，dis. CH_4 が 10cc/*l* 前後までは，dis. N_2 も増加し最高 28cc/*l* 程度を示すが，dis. CH_4 が 10cc/*l* 前後を超えると，10cc/*l* 以下になる傾向がある。この関係はきわ



第 10 図　地下水中の dis. N_2—dis. CH_4 との関係図



第 11 図　地下水の水温分布図

第 12 図　地下水の pH 分布図

ど て特徴的である。ただ，dis. CH_4 と dis. N_2 の量 (cc/l) は，その地域地域により異なった値を示し，清水市[9]に近いところでは昭和29年の調査結果によると，同一 dis. CH_4 量に対する dis. N_2 量は，静岡市附近で得られた第10図よりも，2 cc/l 前後少ない値を示すようである。

7. 地下水の性質について

水　温

第11図に各測点の水温を示した。

坑井深度分布図（第4図）と比較検討すると，清水方面の地温増加率（0 m＝15.4℃，1 ℃/37 m）と大差な

第 13 図 地下水の RpH 分布図

第 14 図 地下水中の HCO_3^- 分布図

いことがわかる。

pH および RpH

第12, 13図に pH と RpH の地域分布を示す。

pH は，谷津山南東側で 7.0以下であつて，ガス賦存層が第四紀層であることから，よく理解される。Loc. No. 2, 3, 4 でもそれぞれ 6.8であるから，第三紀層の影響はでていないと解せる。

浅畑方面でも，ガスの多い所では 7.0 以下であり，Loc. No. 18は 6.6である。やはり第四紀層のガスである。pH<7. 0の西側，すなわち dis. N_2 のやゝ増加している所では帯状に pH>7.4 の地域が接し，安倍川に近くなると，河川水の影響で，pH は酸性に近くなる。用宗附近でも同様な事実がある。

RpH は谷津山を通る南北に，7.4以上の地域がきれいに並び，そのなかに，含ガス量の多い地域以外の部分が 7.8 以上を示し，この地域分布はきわめて特徴的である。用宗方面では，ほとんど 7.5～7.6 であつて大きな変化がない。安倍川の水は，pH 7.8, RpH 7.5を示していたが，これはわが国一般河川水に較べてやゝアルカリ側へよりすぎる傾向にある。しかし Loc. No. 33 の測点は，河川の採水地点としては，河岸によりすぎるなど良い点ではなかつたとも考えられるふしがある。

炭 酸 類

HCO_3^-, free CO_2, CO_3^{2-}, total CO_2 を求めたのであるが，free CO_2, total CO_2 は地下水中の鉄の存在によつてその滴定分析値があまり正確でないので，HCO_3^-（または excess base）について主として述べる。第14図は HCO_3^-の地域分布図である。

北部の最もガスの出方の良い，Loc. No. 18で 600mg/*l* を示して最高である。ガス徴候を伴なうのは 100 mg/*l* 以上の地域であることは，一般の第四紀の水溶性ガス田と同様である。用宗方面では 100 mg/*l* を超えるものがない。

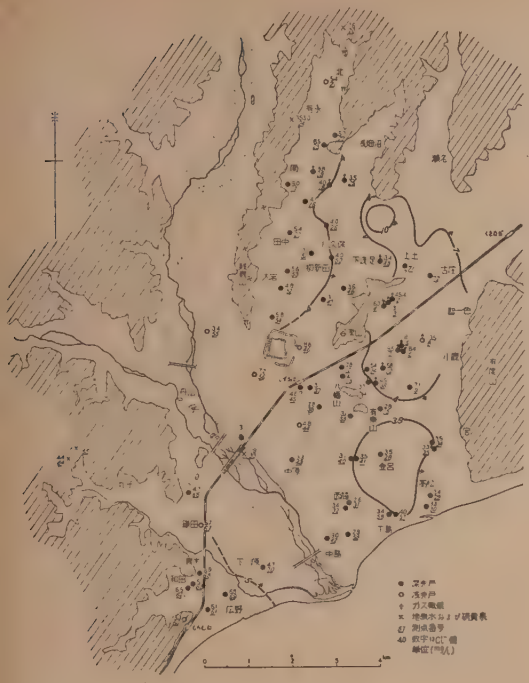
free CO_2 は 100mg/*l* 以下であり，CO_3^{2-}は周辺山地から湧水する硫黄泉（硫化水素泉）に 20～30mg/*l* 程度含まれる。

Cl^-

高部・焼津の東西両ガス田は，Cl^- 相関型の鉱床であつたので，静岡市附近でもこの点特に Cl^- のあり方に注目して調査をすゝめた。

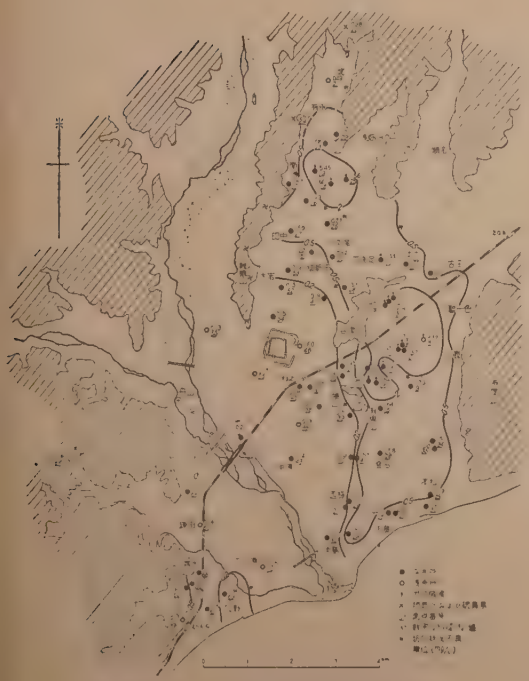
第15図は得られた地域分布図であるが，注目すべき状態を示している。

Cl^-> 4 mg/*l* の地域は，安倍川東岸では賤機山東側の南北にわたる所と，谷津山東側と上土（あげつち）を結ぶ所である。谷津山南東側はガス徴の乏しい所であるが，北部の浅畑地方では Cl^-の多い所と，ガスのある所とは一致しない。用宗方面では西方に 5 mg/*l*<Cl^- の地域があり，安倍川の川水は Loc. No. 33 で 2.9mg/*l* であり，おそらくこ



第 15 図　地下水中の Cl^- 分布図

第 17 図　地下水中の dis. O_2 分布図



第 16 図　地下水中の NH_4^+—N 分布図

第 18 図　地下水中の Fe^{2+} 分布図

の川水が谷津山と賤機山の間の谷津山寄りを北東流し，他は谷津山一八幡山一有東山を回つて南流するものと思われる。有東山の天水は，北方の瀬名方面には強く流下するが，西方に対してはあまり強くないものと推定される。

北部の Loc. No. 24では 353mg/*l* を有しているが，平野中の測点では，Loc. No. 2の45mg/*l* がやゝ注目されるにすぎない。東方にある押切のガス田では，第三紀層真上の不整合附近でも1,000 ～2,000 mg/*l* の Cl^- を有するから，静岡市附近の第三紀層は，おそらく多くの水を第四紀層に供給していないためにこのような Cl^-分布を示すにいたつたものと考えられよう。

この地域で求めた ガスが，水溶性の Cl^-相関型の鉱床であることから考えると，上述した資料はガス量の多寡を推定する場合には，あまり望ましいものではない。

Loc. No. 64（丸子西方）では，Cl^-は僅か 4.4 mg/*l* にすぎなかつた。

NH_4^+

NH_4^+-N は第16図のように，最高 6.68mg/*l* が谷津山南東側で測定され，2 mg/*l* 以上の井戸はやはり浅畑方面と，この谷津山南東側との2カ所に集まる。

NO_2^-, NO_3^-

井戸の仕上げが不完全で，上水の混入が水温等で判明する測点（Loc. No. 2，11等）では NO_2^- として 0.01 mg/*l* 前後存在する。また dis. O_2 が 0.5～7 cc/*l* 程度含まれる地下水においてもこの程度の NO_2^- が存在する（Loc. No. 17，37以降の測点）。

NO_3^-は dis. O_2 の多い酸化帯に現われることは，一般の例と同じである。

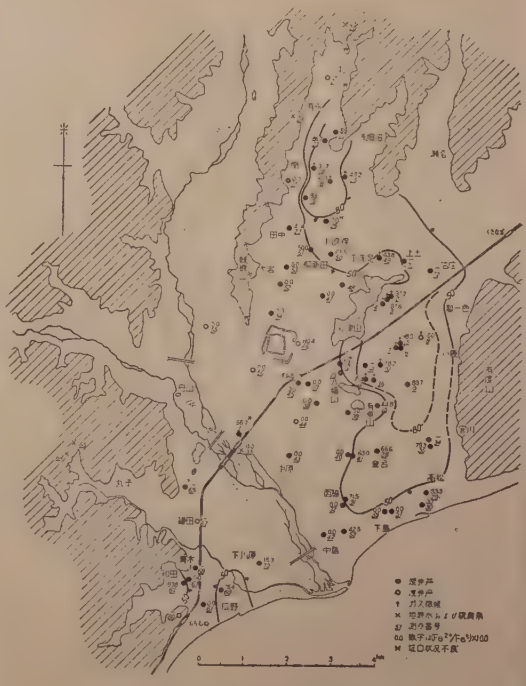
dis. O_2

第17図は dis. O_2（溶存酸素）の地域分布図である。賤機山と谷津山の間には，dis. O_2 > 2 cc/*l* の地域があつて，安倍川伏流水の進入が推定され，谷津山一有東山は安倍川伏流水の東流を妨げていて，2 cc/*l* の等量線はほゞ南北にひける。上土の東方は dis. O_2 > 0.5 cc/*l* である。

登呂以北では，2 cc/*l* の線と 0.5 cc/*l* の線がおよそ 200～500 mの間にせまるが，南部の下島では約 2 km にも拡がる。これはおそらく伏流水の量が多いことと，地層中に O_2 を消費する有機質の量が少ないことに起因すると考えられる。安倍川以西では，鉄道に沿つて南北に伏流水の主流ができていると思われる。

Loc. No. 17（北部の南部落）の存在する所は，賤機山の北部延長の山から流下する地下水で，まつたく水系を異にする。

第 19 図 地下水中の Fe^{3+} 分布図



第 20 図 地下水中の $\frac{Fe^{2+}}{Fe^{t}} \times 100$ 分布図

鉄

地下水が接する地層の地化学的性質の一端を把握するためと，地下水の酸化還元的な状態を求めようと考えて，鉄については，ピリヂル発色法によつて，Fe^{2+}，Fe^{3+}別に量を求めてみた。

第18図は Fe^{2+} の，第19図は Fe^{3+} の地域的分布を示し，第20図では Fe^{2+}/Fe^{t} の値の地域的な分布を求めたものである。

第18図で Fe^{2+} の分布状況をみると，第17図に示された dis. O_2 の分布と逆に東に多く西に少ないことがわかる。ガスを多く産する浅畑方面では 10mg/*l* を超え，炭酸鉄泉に属する地下水となつていることは，一般の第四紀天然ガス鉱床の場合と同様である。おそらく，地層中の Fe が，CH_4 発生に伴なつて Fe^{2+} として溶出したものである。谷津山南東側でも 1 mg/*l* を超える地域があり，とくに Loc. No. 8 では 20mg/*l* を超えるが，これは地表近くにある鉄の溶出であることは，現地で一目瞭然である。安倍川左岸の西脇・中島においては 0.3 mg/*l* を超えるが，下島では少ない。おそらく，安倍川が運搬して堆積した地層の主として化学的性質の差がこのように現われるものと解せよう。西岸では 1.4～2.9 mg/*l* Fe^{2+} を示す井戸もあるが，Loc. No. 69 だけは一応その水位の高いこととともに注目しておきたい。

第19図 (Fe^{3+}分布図) によると，その分布状況はおよそ第18図の Fe^{2+} の分布に似ていることがわかる。すなわち，Fe^{2+}が多く，dis. O_2 の少ない地域で Fe^{3+} 量が多いという結果になる。このことについては，他の化学成分量と比較しながら検討をすゝめる。

第20図 (Fe^{2+}/Fe^{t}) によると，概観的には dis. O_2，Fe^{2+}，Fe^{3+} の分布に以た型が得られる。

たゞ登呂 (Loc. No. 28) においては，Fe^{2+} 0.08 mg/*l*，Fe^{3+} 0.04 mg/*l* は0.67であつてその値はその測点のある東西地域とほゞ同じである。このことから，前述のように，これらの間では酸化還元関係の状態には大差がなく，Fe の絶対量が異なること，すなわち水の接する地層の有する Fe 量の差に原因を求めたのである。

安倍川西岸の和田においても，Fe^{2+}/Fe^{t} 値は 0.84 を超えて，相当還元性であることを示している。

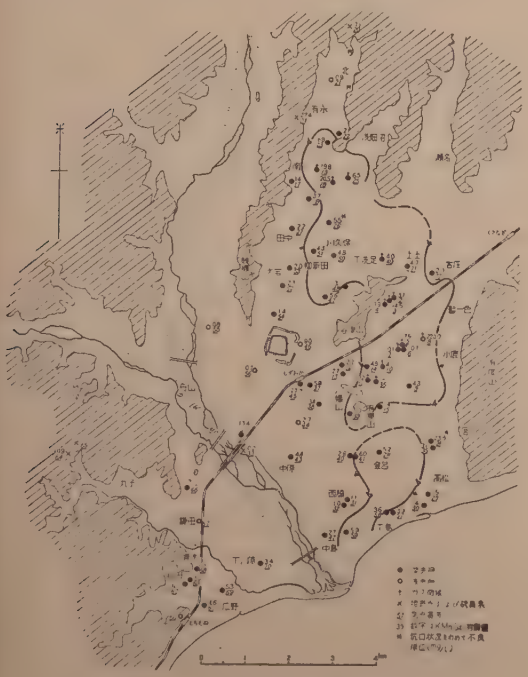
これら酸化還元関係の資料とガスの量から考えてみると，やはり西部には水溶性ガスが少なく，ガス賦存の中心は浅畑と谷津山南東とに限られるように思われる。

$KMnO_4$ 消費量 ($KMnO_4$ cons.)

$KMnO_4$ 消費量の分布を第21図に示す。

4 mg/*l* 以上の地域はほゞ南北に浅畑から下島方面に連なるが，その分布状況は安倍川と有度山に大きく支配されているようにみうけられる。

わが国で第1級の第四紀水溶性ガス田である山形市附近のガス附随水では，産ガス中心部において 100 mg/*l*



第 21 図　地下水中の $KMnO_4$ 消費量分布図

第 22 図　地下水中の Ca^{2+} 分布図
(単位 mg/*l*)

第 23 図 地下水中の SO_4^{2-} 分布図

第 24 図 地下水中の H_2S 分布図

を超える KMnO$_4$ cons. を示していることと比較すると，この地域の地下水はいかに還元能力が小さいかがわかる。

Ca^{2+}

第22図は，Ca^{2+} の地域的分布図を示す。

概見すれば，ガスを賦存する浅畑―谷津山―下島を結ぶほぼ南北方向をなかにして，東西にその量を減ずる傾向にあることがわかる。注目されることは，Loc. No. 33の安倍川川水に Ca^{2+} が 21mg/*l* あったことであり，その南方の安倍川西岸の地下水中には，15.5～18.6 mg/*l* しか存在しないことである。このことは安倍川川水の含有 Ca^{2+} 量の季節的な変化に起因することが最も大きいかとも思われるが，その他に水系の差によること，すなわち地下水の接する岩石の化学性の相違と流量の関係などにも起因すると考えられる。現に明らかに西方からはいる地下水を産する北部の Loc. No. 17 では，Ca^{2+} は 10 mg/*l* であり，南西方丸子町の Loc. No. 64 では 3.2mg/*l* の Ca^{2+} を含有するにすぎない。

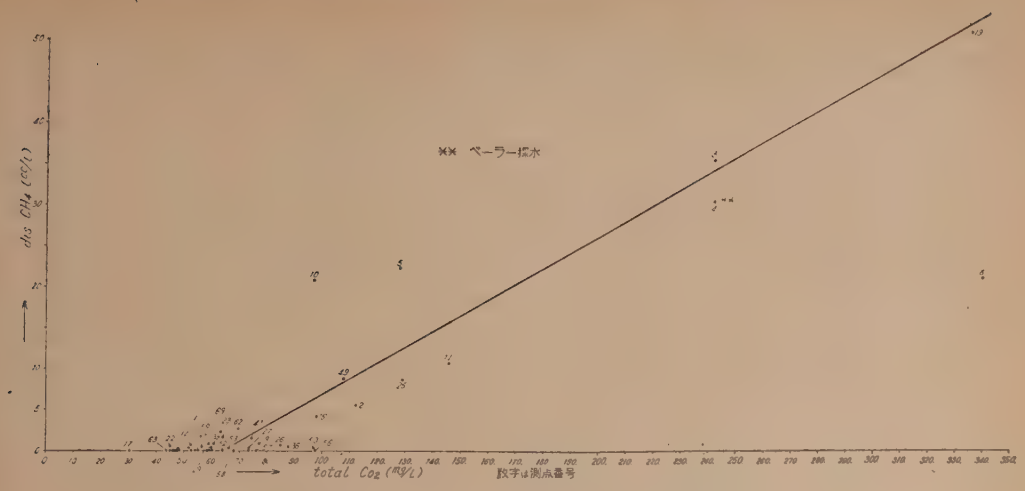
この地域の基盤を構成している第三紀層には Ca の多い特徴があり，とくにそれと関連して地下水中の Ca^{2+} 量はガス鉱床の立場から重要視されるが，明らかにこれと岩石を異にし，またはそれに近い所から採水している谷津山南東の Loc. No. 2，3，4 等における Ca^{2+} 量は，39～51mg/*l* であり，浅畑の Loc. No. 18 は 71mg/*l* である。これらのことからも推定されるように，Ca^{2+} の量は必ずしも第三紀層と関連させずに，第四紀層中から，ガス附随水中へ溶出してきたと考えてさしつかえない。

安倍川川水は比較的 Ca^{2+} に富むので，その水はおそらく安倍川左岸（東岸）へおもに流入し，右岸（西岸）には藁科川（図の舟山西方の川）の水もまた多量に混入するかもしれないと考える。いずれにしてもこの附近の河川水水質の長期観測を行えば伏流水水系を分かつことができるであろう。

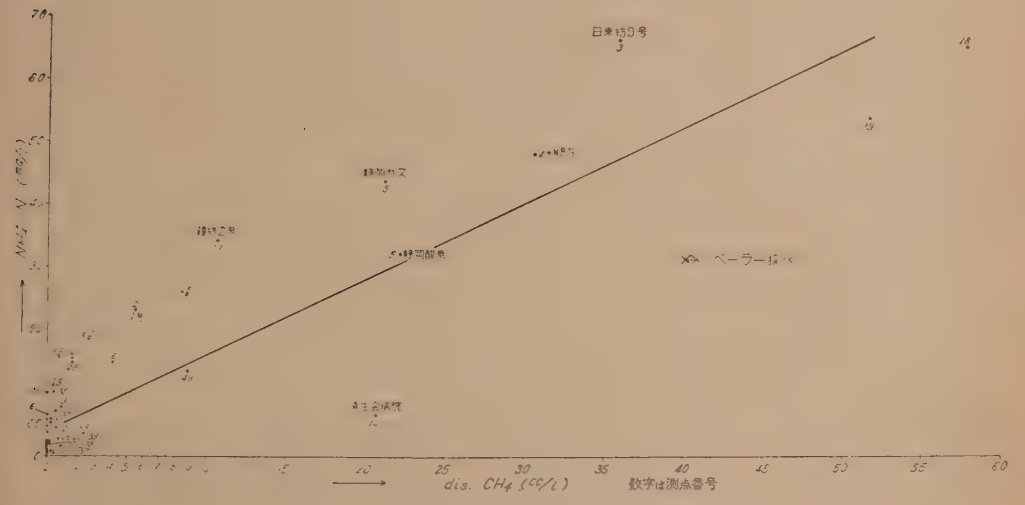
有度山に近接した Loc. No. 9 は，Ca^{2+} 8.4 mg/*l* できわめてその量が少なく，これはガスの有無にかゝわらず（高部ガス報告[4] の Loc. No. Z-36 参照）この附近の地下水塊に Ca^{2+} の少ないことが考えられる。有度山から流下する水に Ca^{2+} が少ないと思われる資料は，前記高部の報告書からも読みとれる。

SO_4^{2-}

第23図に SO_4^{2-} の地域分布図を示す。浅畑―谷津山―高松以東には 2 mg/*l* 以下になり，安倍川東岸には20～30mg/*l* 存在し，西岸では下川原の24mg/*l* 以外は，割合に少ない。Ca^{2+} の項で述べたように，安倍川川水の Ca^{2+} と SO_4^{2-} に富んだ水が，おもに東岸に流入し，西岸では下川原附近に伏流の主流があると考えられよう。丸子の地表水は SO_4^{2-} を 4 mg/*l* しか含まない。



第 25 図　地下水中の dis. CH_4 と total CO_2 の関係図



第 26 図　地下水中の dis. CH_4 と NH_4—N との関係図

H_2S

第24図は，臭気による H_2S の分布図を示す。H_2S の出現するのは，南部の登呂・下島附近を除いて，SO_4^{2-} が4～10mg/l 程度の，すなわち SO_4^{2-} の消失する直前の地域に現われている。これより酸化帯でも H_2S はなくなるし，還元帯でも少なくなるようにみえる。登呂以南に関しては，その推定される伏流の強さなどを考慮して，$SO_4^{2-} \rightarrow H_2S$ の還元がそこに行われながら，ほぼ南流すると考えられよう。$SO_4^{2-} \rightarrow H_2S$ の関係も，地層の reducing capacity と，そこに侵入する地下水水質と量の点から，動的に把握，解析されるべきであろう。

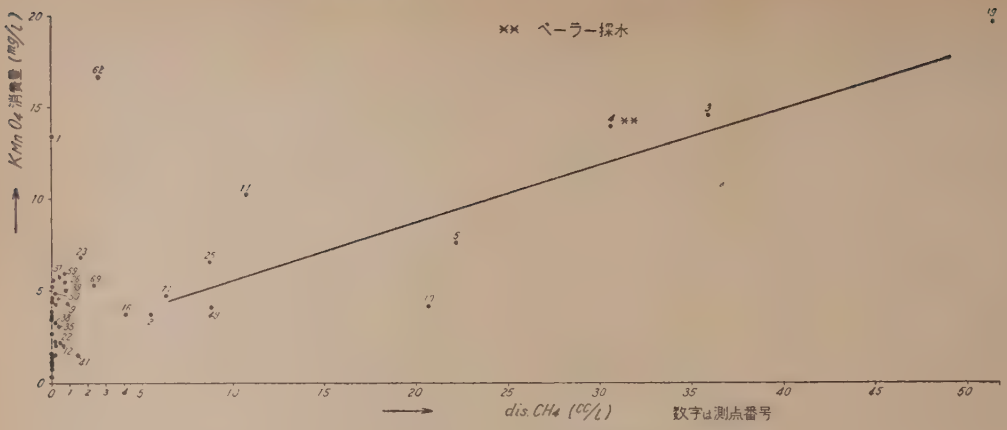
8. 地下水の性質総括

第7章に，主として地域的な地下水の性質を述べたが，この章では，化学的成分の相互関係を述べて，主として高部附近のガス鉱床の資料と比較することから，当地域のガス鉱床の特徴を把握しようとする。

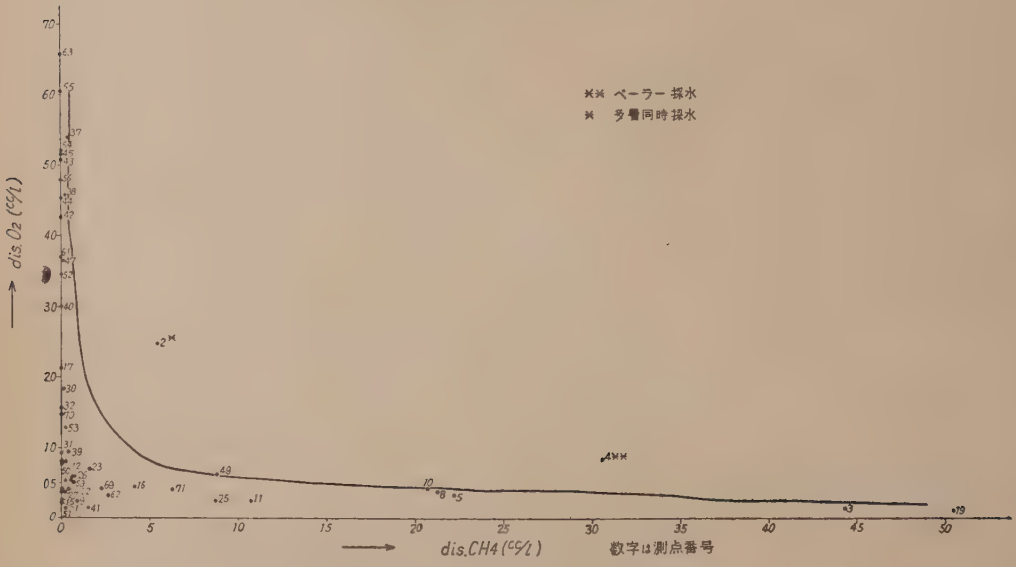
1. dis. CH_4 と total CO_2 の間には，第25図に示すような相関関係がみられ，total CO_2 の増加と dis. CH_4 の増加とは正相関であるから，一般の水溶性天然ガス鉱床の場合と同様である。

2. dis. CH_4 と NH_4^+—N の間にも，第26図のような正相関関係が得られ，これも一般水溶性鉱床の場合と同傾向である。Loc. No. 10 は鉄管中の停滞水であるので，NH_4^+ の減少がみられる。

3. dis. CH_4 と $KMnO_4$ cons. については，第27図のような関係が得られ，これも一般水溶性ガス鉱床の場合



第 27 図 地下水中の dis. CH_4 と $KMnO_4$ 消費量との関係図



第 28 図 地下水中の dis. CH_4 と dis. O_2 との関係図

と同様である。Loc. No. 62 は試料採水までの揚水量が不足であつたかもしれない。

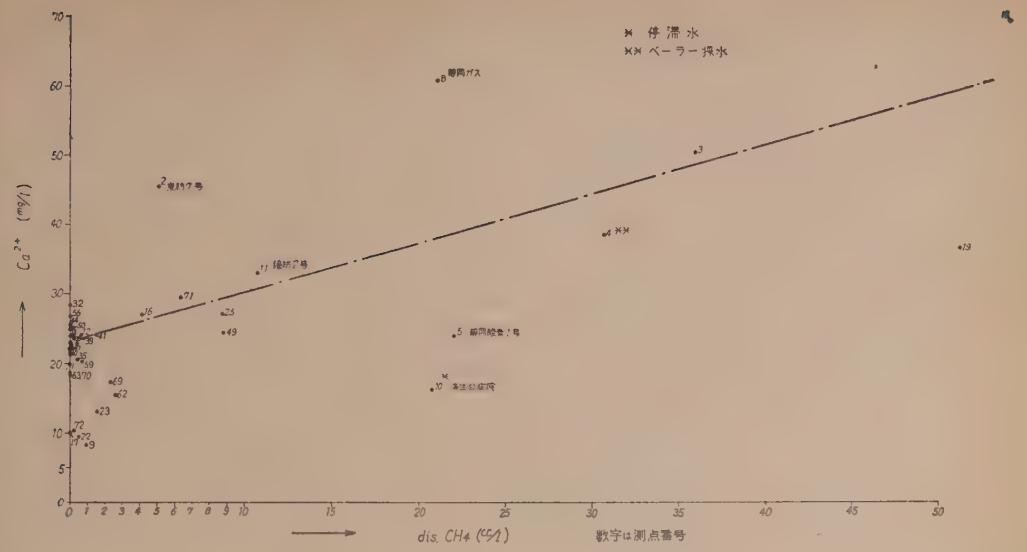
4. dis. CH_4 と dis. O_2 は第28図のような関係になり，上水混入のおそれある多層同時採水を行つている Loc. No. 2 と，ベーラー採水した Loc. No. 4 のほかは，特異点がない。dis. $CH_4 > 1$ cc/l の場合には，dis. $O_2 < 0.7$cc/l になつている。一般鉱床にみられる高いポテンシャリティ部における dis. O_2 の増加は，あまり顕著でない。

5. Ca^{2+} と dis. CH_4 との関係は，第29図に示すように，弱い正相関関係があるようである。Loc. No. 10 のような停滞水は，鉄管中で Ca^{2+} を沈澱してしまつている（昨年の焼津地区[5]でも注意した）。おそらく Ca^{2+} は，沖積層中における CH_4 ガス発生に伴なつて地層中から溶出したものであろう。

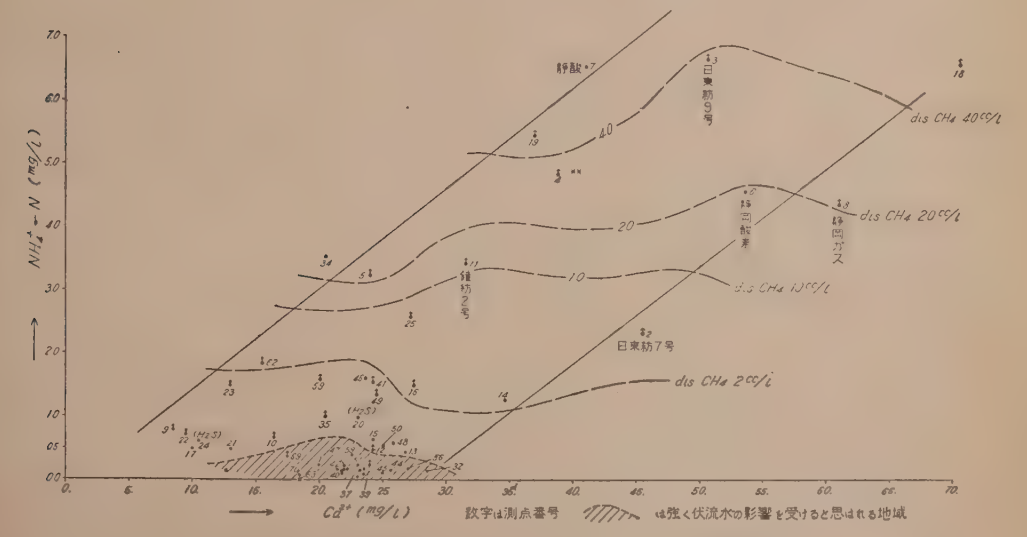
6. dis. CH_4 と NH_4^+—N と Ca^{2+}との間には，第30図のように，Ca^{2+} と NH_4^+—N はほぼ正相関の関係がある。高部・焼津の両第三紀ガス田においては，Ca^{2+}と NH_4^+—N は逆相関であつた。第30図では，dis. CH_4 は Ca^{2+}と NH_4^+—N の多くなる方向へ増加し，前記5.で述べた推定事項がさらによく支持されることがわかる。

以上 1～6 に述べたことから，この地区にみられるガスは，沖積層中で発生し，そこに保存された水溶性ガスであることが推定できる。この点は，高部・焼津の場合と非常に異なり，経済的にみても重要な事実である。

7. 坑井深度と dis. O_2 の関係については，第31図の



第 29 図　地下水中の dis. CH_4 と Ca^{2+} との関係図

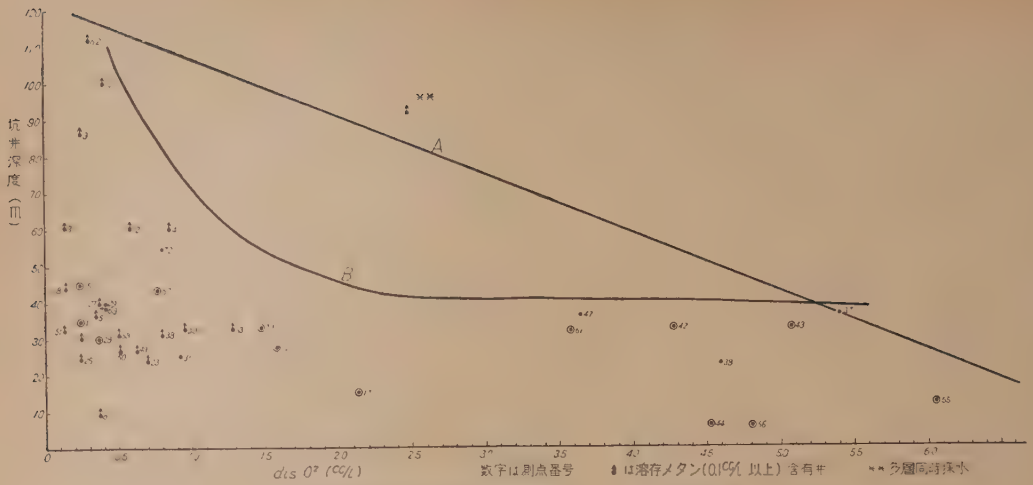


第 30 図　地下水中の dis. CH_4 と NH_4^+—N と Ca^{2+} との関係図

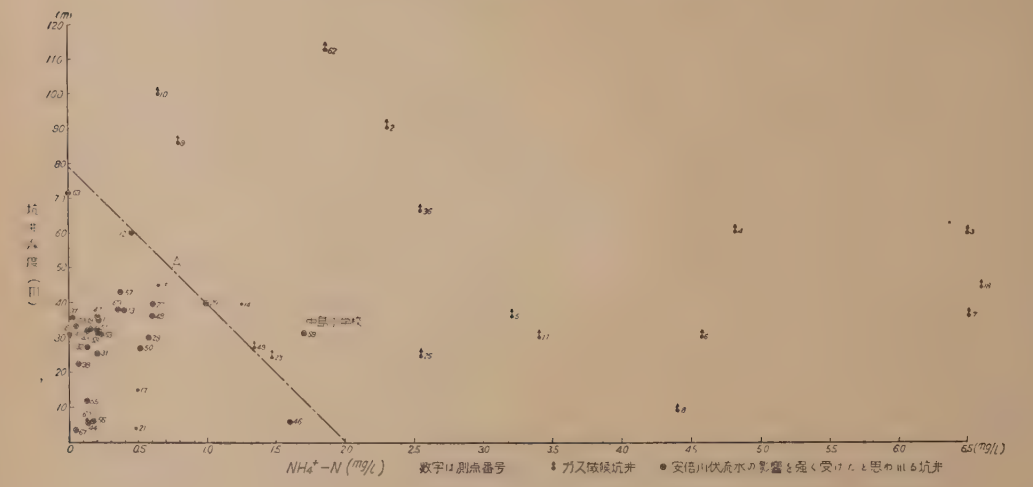
ようにみえる。dis. O_2 と dis. CH_4 の関係は4.で述べたところであるので，深度方向に対する O_2 の分布を求めてみたのであるが，一見して，A線より左下半に点がおちることがわかる。Loc. No. 2は前に説明したように，多層同時採水で O_2 をもつた上水の混入が考えられる井戸であつて，これを除くとB曲線が得られる。B曲線の左下に点がおちるということは，dis. $O_2 > 1$ cc/l の地下水は，坑井深度40m以浅に限られるし，dis. O_2 が 0.1～1 cc/l の地下水は，10～110 mの間から得られたということである。Loc. No. 2の測得値の意味するところは，上層水に O_2 が多く，下部に CH_4 があるという垂直的状況である。

8. 坑井深度と NH_4^+—N の間には，第32図に示すような関係が得られた。図のA線左下部には，安倍川伏流の影響の強いところの測点がおちている。A線右上部は若干 CH_4 をもつている測点がはいる。これは NH_4^+ と dis. CH_4 との関係から予測できる。

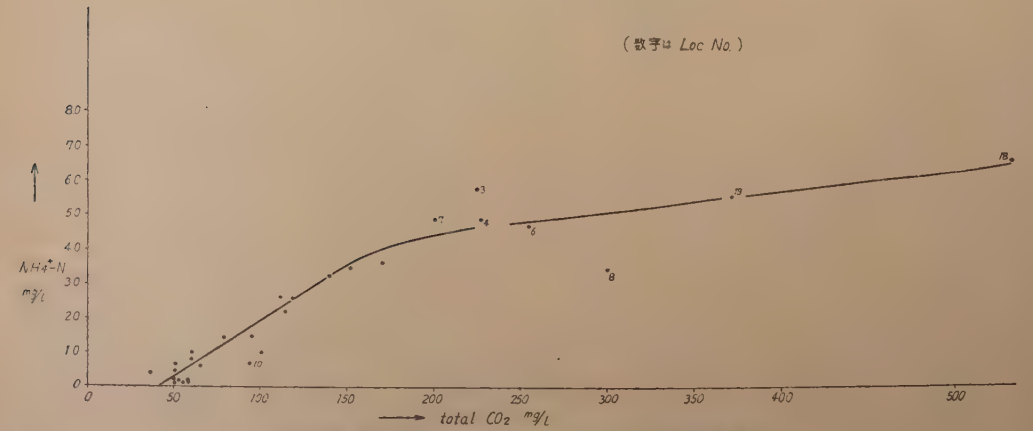
9. NH_4^+—N と total CO_2 の間は，第33図の関係を示す。total CO_2—NH_4^+—N 正相関関係であつて，一般水溶性ガス鉱床と同様であり，高部・焼津の通相関型と



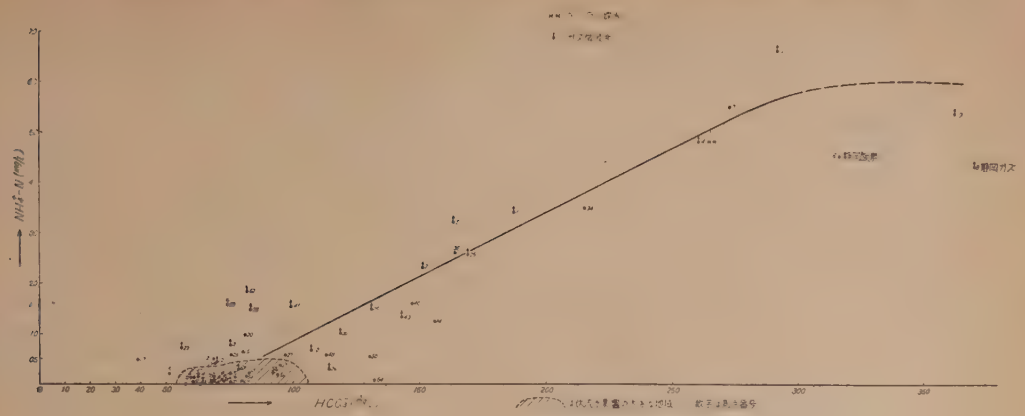
第 31 図 地下水中の坑井深度と dis. O_2 との関係図



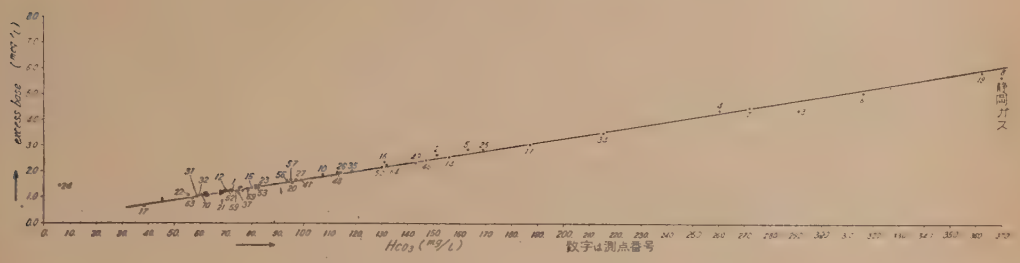
第 32 図 地下水中の NH_4^+—N 坑井深度との関係図



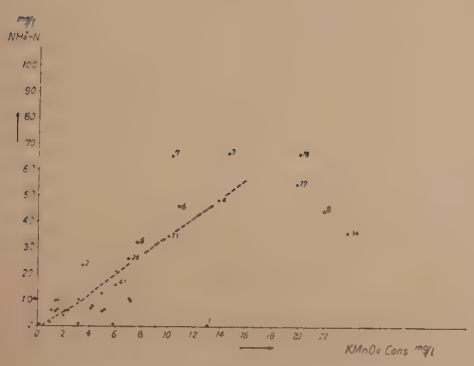
第 33 図 地下水中の NH_4^+—N と total CO_2 との関係図



第 34 図　地下水中の NH_4^+—N と HCO_3^- との関係図



第 35 図　地下水中の HCO_3^- と excess base との関係図



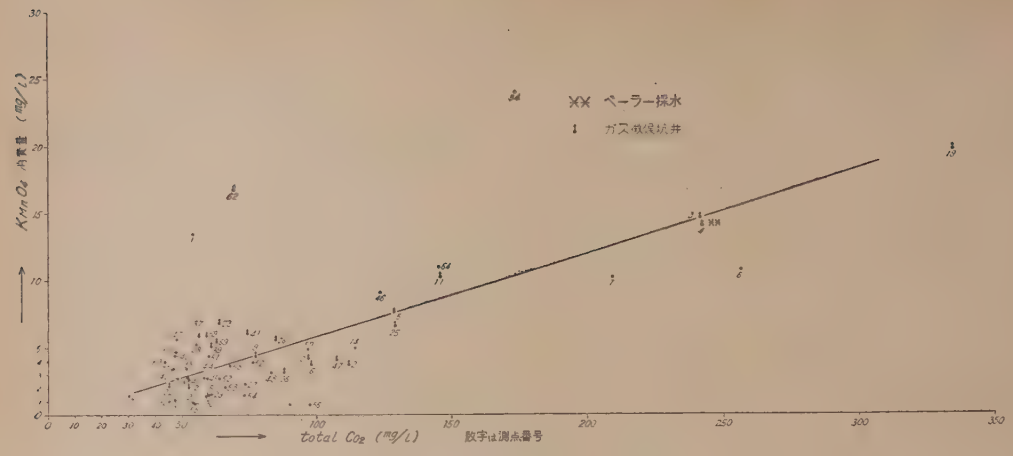
第 36 図　地下水中の NH_4^+—N と $KMnO_4$ 消費量との関係図

は異なる。

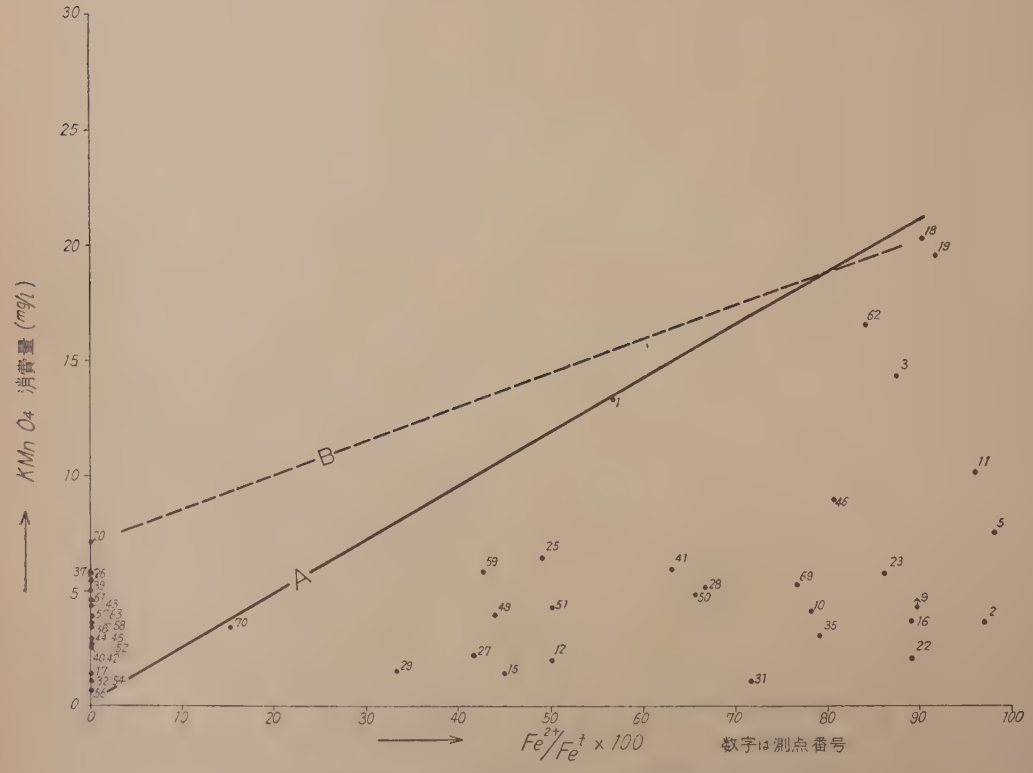
10. NH_4^+—N と HCO_3^- の関係は，第34図の通りで，ほとんど第33図と同型であるのは，total CO_2 がほとんど HCO_3^- に支配されるからである。また HCO_3^- と excess base との関係は第 35 図のようになり，図からも 1 meq≒60mg/l HCO_3^-，2 meq≒120 mg/l HCO_3^- であってほとんど excess base は HCO_3^- に相当することが読み取れる。

11. NH_4^+—N と $KMnO_4$ cons. の関係は，第 36 図である。$KMnO_4$ cons. が大体 15 mg/l まではほゞ両者の間に正相関関係があるが，これを超えると逆相関のようになる。その点については完全な説明がつかない。ただ Loc. No. 34 は水田中のやゝ停滞水的なまた地上の影響を受けやすい所であり，Loc. No. 8 は，きわめて浅い自由面地下水であるので，この両者の状況から，地表近くにおける有機物の分解では，深層の地下水よりも，同一 $KMnO_4$ cons. に対する NH_4^+ 量が少なくなるという理由かもしれない。現に，筆者ら(本島・牧)の泥炭地における地下水の研究によれば，$KMnO_4$ cons. に比較して，NH_4^+ はずいぶんと小さな値を示している事実がある。こう考えれば，第36図においても $KMnO_4$ cons. 20mg/l までは点線を右上へ延長して考えてよく，普通の水溶性ガス鉱床と同性質になる。

12. $KMnO_4$ cons. と total CO_2 との間には，第37図の関係がある。11. で述べたように，Loc. No. 34 がやはり total CO_2 に対して $KMnO_4$ cons. が過大であり，先に採水までの揚水量が不足であったか，と述べた Loc. No. 62，および Loc. No. 1 の停滞水に $KMnO_4$ cons. が過大になっている。深層地下水の酸化の場合に



第 37 図 地下水中の $KMnO_4$ 消費量と total CO_2 との関係図

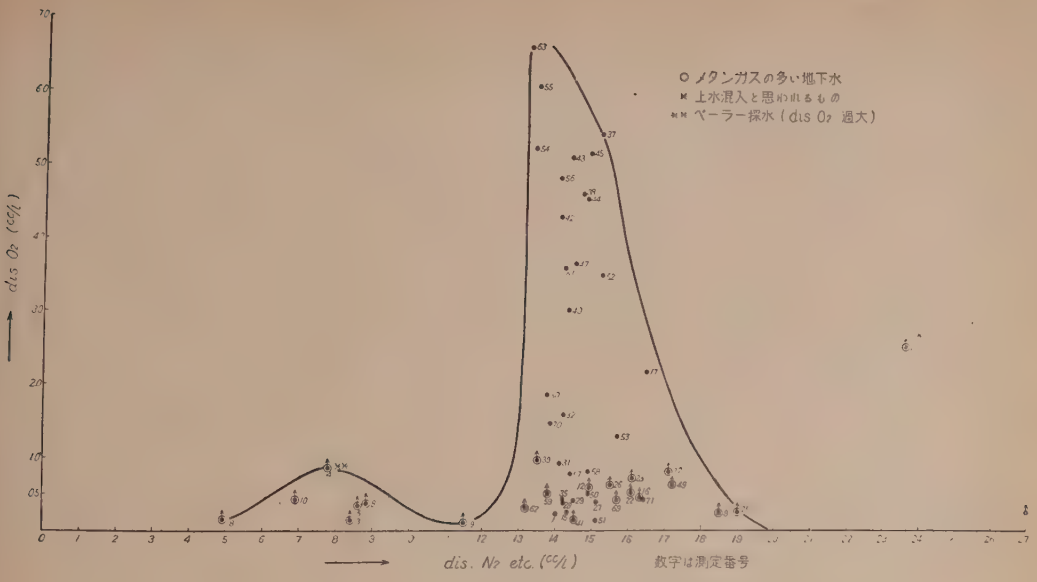


第 38 図 地下水中の $\frac{Fe^{2+}}{Fe^{t}} \times 100$ と $KMnO_4$ 消費量との関係図

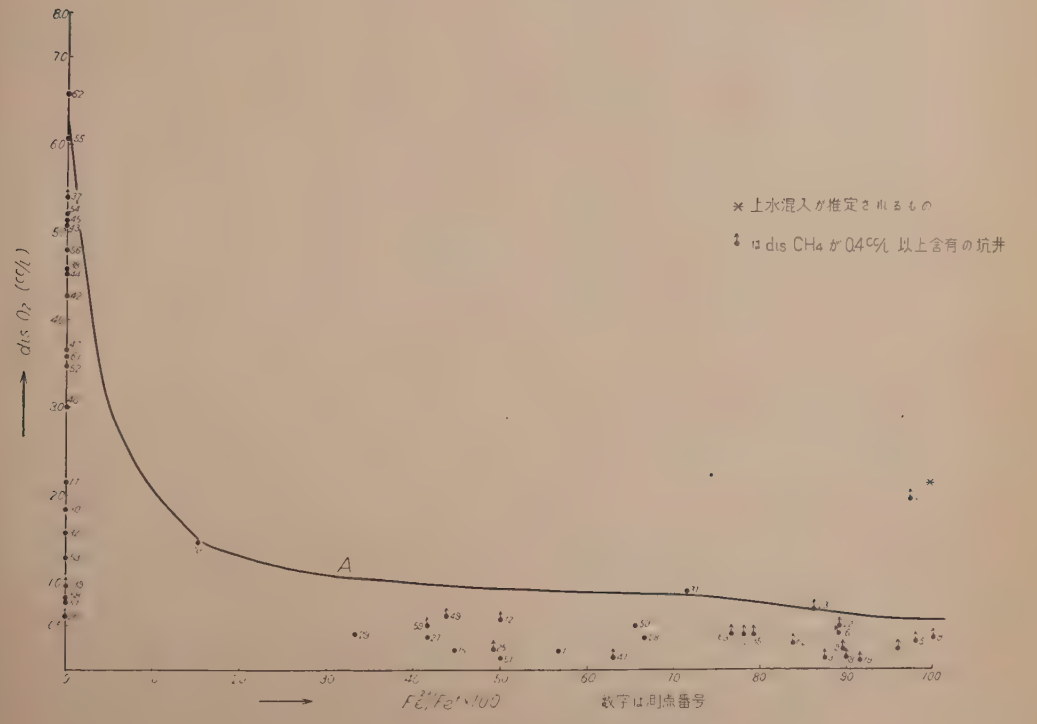
は，$KMnO_4$ cons. の増大とともに total CO_2 減少の方向へ化学変化が起こるものであろうことが推定できる。これらの特異点を除くと $KMnO_4$ cons. と total CO_2 とは正相関型になる。

13. $KMnO_4$ cons. と Fe^{2+}/Fe^{t} の間には，第38図の関係がある。いずれにしても，測点はAまたはB線の右下部に集中する。

14. dis. O_2 と dis. N_2 の間には，第39図の関係がある。図の実線は外側の点をおよそ囲んでみたもので，Loc. No. 2 は上水から dis. O_2 と dis. N_2 の混入が考



第 39 図　地下水中の dis. O_2 と dis. N_2



第 40 図　地下水中の dis. O_2 と $\frac{Fe^{2+}}{Fe^{t}} \times 100$ との関係図

えられることは前にも述べた通りである。Loc. No.18 と19とは，北部地域にきつて，調査地域内では最も産ガス状況の良好な測点である。この2点はともに dis. O_2 が少ない，dis. N_2 が 13～16cc/l 程度の地下水であり，CH_4 の僅かの存在をみても，CH_4 発生の可能性のあることを示し，dis. N_2 > 16cc/l は，いわゆる筆者(本島)のいう N_2 ガス増加帯であり，13～16cc/l がもともとそれへ好条件で CH_4 を保有する部分であり，dis. N_2 < 13cc/l が

本当のガス地帯，すなわち N_2 減少地区である。この地域内でこれを求めると，Loc. No. 19，8，5，3，4，10，18であり（このうち 8 は浅層水），その分布するのは，浅畑と谷津山南東方に限られている。

15. dis. O_2 と Fe^{2+}/Fe^{t} の間には第40図の関係がある。大部分の含ガス水の，Fe^{2+}/Fe^{t} は 0.3～1 の間にある。

1～15に分けて，地下水の性質の主要な相関関係について述べたが，これらから考えられる鉱床の特徴については以下に考察をすゝめる。

9. ガス鉱床の特徴

以上述べたところから，こゝのガス鉱床は，調査地域の東西に存在する高部・焼津の両ガス田と異なつて，第四紀層（おそらく大部分が沖積層）中に賦存する。

地化学的には，淡水の地下水中にみられる水溶性天然ガスであると推定される。そのガス賦存の中心は，安倍川東岸の浅畑地区と，谷津山南東地区とにあり，いずれにしても低賦存力のものであると結論づけられよう。

ガス質，水質，地質状況等からの解析によれば，高部・焼津両ガス田の第四紀層にみられるような，静岡層群中の水溶性ガスの性質を表現するようなものは読取れなかつた。すなわち，ガス鉱床の立場からは，きわめて安定な（花崗岩，古生層のような）基盤上に賦存する第四紀水溶性ガス鉱床とほとんど異ならない性質が，読みとれるのである。

10. 将来の調査，開発に対する意見

この度の調査では，第三紀層中に賦存するかもしれない高部・焼津にみられるようないわゆる静岡型の鉱床の反映を，地上または第四紀層中に求めるように，細かく注意してみたのであるが，前述のように，それは求められなかつた。この理由として考えられるのは，次のような事項である。

1) 静岡型といわれるガス鉱床は，第三紀の中新統中に発達する水溶性の鉱床であつて，断層破砕帯等の特殊な局部的地質状況に依存する度が大きい。このようなガスが保存されるには，上水の侵入からよく保護されることが重要である。このような地域は，調査地内では浅畑・谷津山南東側である。しかもそこには，高部ガス田の押切スラスト部のような，きわめてよくもめた部分がないらしいのである。

2) またこの両地区には，焼津ガス田の潜丘に相当する，鉱床学的に大きな影響をもつものがないのかもしれない。谷津山は沖積地に急斜して没し，この山脚の Loc. No. 2，3，4 からも焼津のような緩やかな有様は示していない。

3) 全般的にこの地域は，安倍川と有度山の水が強い伏流をつくつている。

したがつて将来，調査をすゝめる場合には，物理探査による基盤第三紀層の沖積層下における凹凸状況を調べ，これによつて地下水の流れ方と，集ガス機構とを推定し，また北方と谷津山の地質構造等の解明を行つて（とくに一般走向を急変する地域に注目して），いわゆる静岡型鉱床の推定存在範囲を検討すべきであろう。

第四紀層中に賦存する水溶性のガスは，賦存する深度と推定埋蔵面積，ガス水比等から，経済的に重要なものとは思われない。そのために，飽和埋蔵量の算出は行わなかつた。

11. 結 言

静岡市附近には，低ポテンシャリティの第四紀層中の水溶性ガスが存在するが，現状では，経済的に重要ではないと考えられる。

第三紀層のガスに関しては，この度の調査では，その存在を推定できるような資料は得られなかつた。この附近に存在を推定される，第三紀層中の天然ガス鉱床の地質構造は，断層と潜丘とが重要であることは，高部と焼津のガス田でみられたところであるので，今後周辺山地の地質精査と，平地における物理探査などを行うことによつて，この地域の第三紀鉱床に対する検討をすゝめて，最終的には試錐による判決が行われるべきである。

（昭和31年 1 月～2 月調査）

文 献

1) 千谷好之助：7 万 5 千分の 1 地質図幅，静岡，地質調査所，1931
2) 伊田一善：所謂中央地溝帯附近南西部の地質構造，京大理地鉱教室学術報告，No. 4，1945
3) 伊田一善：焼津ガス田，石油技術協会誌，Vol. 20，No. 1，1955
4) 本島公司外 3 名：静岡県庵原郡高部村附近天然ガス調査報告，地質調査所報告，No. 166，1955
5) 本島公司外 2 名：静岡県焼津市附近天然ガス地化学調査報告，地質調査所報告，No. 174，1957

534.222.208 : 552.1

碎屑岩を伝わる弾性波速度に関する研究

第Ⅰ部　碎屑岩を伝わる弾性波速度の含有水分に伴なう変化について

南雲昭三郎*

Studies on the Elastic Wave Velocity in Clastic Rock

Part I　Fffect of Water Content on Elastic Wave Velocity in Clastic Rock

By

Shōzaburō Nagumo

Abstract

1. Introduction

As regards the effect of water content on the elastic wave velocity in clastic rock, it has already been studied by many investigators: K. Iida,[4)5)6)] D. S. Hughes,[3)] J. E. White R. L. Sengbush[15)] and others.

Some discrepancy in their results, however, shows us that the effect should be examined and explained in connection with the texture, degree of lithofication and physical property in clastic rock.

The examination of the effect on the bases of the physical property of clastic rock will lead to a better understanding of velocity controlling factors, and undoubtedly promote the geological interpretation of seismic data.

The writer, firstly, carried out some experiments on the medium and coarse sandstone, whose elastic wave velocity ranges from about 4 km/sec to 2 km/sec, and on a few samples of shale.

2. Experimental Procedure

Longitudinal wave velocity is measured by using ultrasonic pulse method, which was pioneered by D. S. Hughes[2)] and developed by many others.[7)10)12)] The principle of our measuring apparatus is similar to those of above investigators. The brief description of block diagram and circuits diagram is presented in the Appendix I. Ba TiO_3 discs of 30 mm in diameter and 4 mm in thickness were used for transmitter and receiver respectively. An example of photographic records is illustrated in Fig. 1.

The size of a rock specimen is almost 5 cm in diameter and 5～8 cm long. In order to achieve the water saturation, dry specimen was placed in a metal box attached to a vacuum pump, which was run 1 hour at 0.002 mm Hg, and then was immersed in distilled water which had been de-aerated in vacuum. Air was then slowly admitted, and the specimen was kept in water for 7 days.

Velocity variation was measured in the evaporation process under room temperature about 25°C and atmospheric pressure.

After natural evaporation, specimen was dryed by using infrared ray, and then in an oven at 110°C for 2 hours.

* 物理探査部

3. Experimental Results

The samples used in this experiment were tabulated in Table 1.

Variation of longitudinal wave velocity with respect to water content in medium and coarse sandstone is illustrated in Fig. 2, and that in shale is in Fig. 6 and in Table 2. Relation between velocity and porosity in sandstone is illustrated in Fig. 4. In sandstone, the wave velocity-water content curve is generally composed of 2 components, namely, increasing component and the other decreasing component in proportion to the water content.

4. Discussion of Results

Water in clastic rock is classified into crystalline water, absorbed water, connate water, contact moisture and free water according to its condition. The condition where free water or contact moisture exist is generally called "funicular stage" or "pendicular stage" respectively. Among these waters, only free water and contact moisture are thought to affect on the elastic property of clastic rock under the present experimental condition.

The processes through which each water affects on the elastic property may be classified into 1 mechanical process, which is the mechanical interaction between water and elastic constituent particles, and (2) chemical process, which involves complex chemical interaction between water and cementing materials. The latter process, as shown in the text book of soil mechanics[9)13)] is so complex that the following discussion is limited in the former process. The mechanical effect of each water is examined under the model of granular substances fixed on contact plane.

1) Pendicular Stage

In pendicular stage, capillary pressure is caused by contact moisture in the granular substance. The variation of the velocity was calculated with respect to various particle size and tablated in Table 4.

As regards constituent particles, the capillary pressure is equivalent to the external pressure. The effect of external pressure on the elastic property of granular substance has already been treated by T. Takahashi and Y. Sato.[14)] The model, however, couldn't explain the high velocity in clastic rock under the atmospheric pressure. In order to improve this point, a modification was made on their theory to the case where the particles are fixed on the contact plane. The description of the theory is presented in Appendix II.

The longitudinal wave velocity V_p* through the granular substance, of which particles are fixed on the contact plane, is as follows:

$$V_p^* = \sqrt{V_1^2 + V_0^2}$$

where

$$V_1^2 = 0.865\left(\frac{n}{10}\right)^{2/3}\left(\frac{\rho^*}{\rho}\right)^{-2/3}\left(\frac{1}{\rho}\right)^{1/3} V\rho^{4/3}\ P^{1/3}$$

$P = P_{o1} + P_{o2}$

V_o = longitudinal wave velocity under $P = O$

$V\rho$: longitudinal wave velocity of the particle

P_{o1} : external pressure

P_{o2} : capillary pressure

N : number of contact sphere

ρ : density of the particle

ρ^*: apparent density of the granular substance

Variation of the velocity with respect to the pressure P is graphically illustrated in Fig. 1 of Appendix II, and is numerically tabulated in Table 4 for pressure range 0–100 bar. By using Tables 3 and 4, the amount of velocity increases due to capillary pressure can be inferred with respect to both the various particles size and various longitudinal wave velocity V_o.

For example, when the velocity V_o is 2.0～4.0 km/sec, the amount of velocity increase is only 30 m/s～10 m/s in the case of particle size of 0.1 mm, and is 200 m/s～100 m/s in the case of particle size of 1×10^{-5} mm.

Consequently, the velocity increase due to forced dry in sandstone, as seen in the left side of Fig. 2, is inferred through the capillary pressure appeared in the matrix and cement among particles.

On the otherhand, no velocity increase due to dry in shale is deduced from unsuitability of the granular model of clay size for shale. This phenomenon is due to the property of shale, which is likely to break into pieces with water saturation. Dr. Iida's experiment on soft sediment, however, had shown the velocity increase with dry.

This is very suggestive for the further study on the change of elastic property through lithofication process from soft sandstone of shale.

2) Funicular Stage

In funicular stage, free water plays a role in the elastic property of rock through mechanical interaction with constituent elastic particle.

F. Gassmann[1] studied the effect of saturated water on the elastic property of porous medium. According to his paper, the relations of elastic constants between saturation and dry conditions are

$$k = \hat{k}\,\frac{\bar{k}+Q}{\hat{k}+Q}\,, \qquad Q = \frac{\hat{k}\,(\hat{k}-\bar{k})}{n\,(\hat{k}-\hat{k})}$$

$$\mu = \bar{\mu},$$

$$\rho = \bar{\rho}+n,$$

$$\bar{\rho} = \hat{\rho}\,(1-n),$$

where

k, $\bar{k}$: bulk modulus of porous media in saturation and dry respectively

μ, $\bar{\mu}$: rigidity modulus of porous media in saturation and dry respectively

ρ, $\bar{\rho}$: apparent densities modulus of porous media in saturation and dry respectively

$\hat{k}$, $\hat{k}$: bulk modulus of constituent material and water

$\hat{\rho}$: density of constituent material

n : porosity

The above relation between bulk modulus k and $\bar{k}$ is graphically illustrated in Fig. 7.

As regards rigidity, F. Gassmann assumed that rigidity of the framework does not change with water saturation.

Instead of this assumption, we shall be able to assume that the Poisson's ratio does not change due to the saturation condition. Under this assumption, wave velocity variation in saturation condition was calculated, and illustrated in Fig. 7 in the case of $\sigma = \bar{\sigma}$) and in Fig. 8 (in the case of $\mu = \bar{\mu}$).

Comparison of experimental data and these calculated values was tabulated in Table 5.

In this comparison, minimum velocity in experiments corresponds to the dry velocity in F. Gassmann's theory, because Gassmann's dry velocity means the velocity of the framework. As regards sandstone, under the assumption of $\mu = \bar{\mu}$, the increased value of calculated velocity in saturation condition is about 50 % of the experimental result. Under the assumption of $\sigma = \bar{\sigma} = 0.25$, however, the comformity between calculated value and experimental value is striking.

Concerning the variation of Poisson's ratio with saturation, it will be examined by experiment in future.

5. Summary and Conclusion

Variation of longitudinal wave velocity with respect to water content was measured for medium and coarse sandstone and shale specimens, which were obtained from boring cores of paleogene coal bearing formation. The experimental results were examined under the model of granular substances fixed on the contact plane.

The factors which control the elastic property of elastic rock with water saturation under room temperature and atmospheric pressure are the elastic property of framework itself, internal pressure caused by capillary pressure in matrix and cement and the mechanical interaction between elastic particles and contained water.

Wave velocity-water content curve is generally composed of 2 elements, namely, increasing and decreasing components.

The former is the effect of mechanical interaction between elastic particle and contained water, and the latter is the effect of internal pressure appeared in matrix and cementing material.

Results obtained for sandstone are as follows:

(1) Longitudinal wave velocity remarkably decreases as saturation is reduced from 10 % to 20~30 %. The velocity variation due to saturation is controlled by the elastic property of framework and the interaction between elastic particles and contained water. The amount of this velocity variation in saturation condition is explained very well be the F. Gassmann's theory, if his assumption of rigidity invariant ($\mu = \bar{\mu}$) due to saturation is replaced by the new assumption of Poisson's ratio invariant ($\sigma = \bar{\sigma}$).

(2) As water content is reduced from 20~30 % to dry condition, longitudinal wave velocity increases again a little amount. This velocity variation is controlled by the internal pressure and framework.

The increase amount of this velocity in dry condition is explained by the internal pressure caused by capillary pressure among matrix and cement in sandstone.

Result obtained for shale is as follows:

(3) Wave velocity is nearly constant from 100 % to 30~40 % saturation, and then decreases below that water content. Velocity increase in dry condition was too small to be recognized.

The model of granular substances of clay size does not seem to be suitable to shale.

Appendix I. Apparatus

Brief description of the apparatus was presented in block diagram (Fig. 1) and circuits diagram (Figs. 2, 3, 4), though circuits are currently improved.

Appendix II. On the elastic property of granular substances of which particles are fixed on the contact plane

T. Takahashi and Y. Sato's theory[14] on the elastic property of granular substances was extended to the case where the particles are fixed on the contact plane. Binding forces between particles, which were taken into consideration this time, are

(1) binding force due to the external pressure,

(2) binding force due to internal pressure caused by contact moisture,

(3) binding force due to cementing material.

Elastic wave velocity though dry clastic rock under atmospheric pressure may depends upon the latter two factors.

Elastic energy par unit volume was calculated by static stress-strain consideration, The elastic wave velocity was, then, obtained by using Takahashi-Sato's theory.

The longitudinal wave velocity V_p^* through the granular substance, of which particles are fixed at the contact plane, becomes

$$V_p^* = \sqrt{V_1^2 + V_o^2},$$

where

$$V_1^2 = 0.865\left(\frac{n}{10}\right)^{2/3}\left(\frac{\rho^*}{\rho}\right)^{-2/9}\left(\frac{1}{\rho}\right)^{1/3} V_p^{4/3} P^{1/3}$$

$P = P_{o1} + P_{o2}$

V_o : longitudinal wave velocity under $P = O$

V_p : longitudinal wave velocity of material of the particle

P_{o1} : external pressure

P_{o2} : capillary pressure

n : number of contact sphere

ρ : density of material of the particle

ρ^*: apparent density of the granular substance

1. 緒　言

最近超音波パルスの技術が普及するにつれて，岩石についても，そのなかを伝わる弾性波速度が比較的簡単に測定されるようになつてきた。そこで，地震探鉱を実施する場合，調査地の試錐コアーとか，坑内外の岩石試料について速度測定を行い，地震探鉱の計画とか，走時の解析，あるいは結果の地質的解釈等に利用されようとしている。しかし，岩石の状態は天然に存在する場合と，実験室に持込まれた場合とでは，その状態が変化しているので，また超音波パルスと地震探鉱で使用している弾性波とでは，波長が著しく異なつているので，超音波パルス法によつて測定した弾性波速度を，地震探鉱で測定された速度に直接対応させることには，まだ数多くの疑問が残されている。すなわち，圧力や含有水分の変化によつて岩石の力学的性質がどの程度変化するものか，また種々の厚さ，速度をもつた単層の重なり合つた地層において，平均速度はどのようになるのかなどの疑問が残されている。いわゆる速度検層の結果を充分活用するためには，このような色々の因子についてわれわれの知識が増加しなければならないと思われるので，今回まず含有水分の弾性波速度に及ぼす影響について実験を行つた。

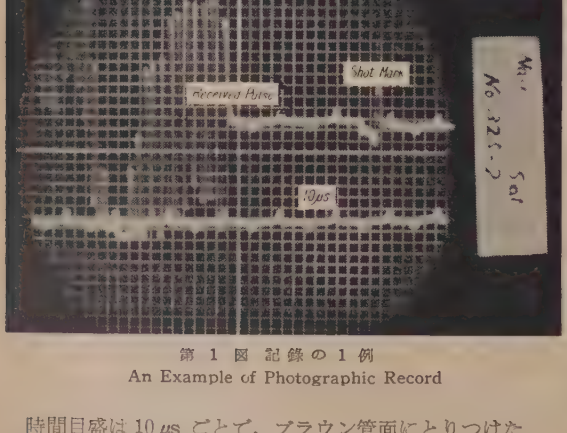
岩石のなかに含まれる水分の弾性波速度に及ぼす影響については，すでに多くの研究が行われている。飯田汲事[4][5][6]は速度1 km/sec 以下の砂，粘土について，振動法により実験を行い，含有水分の増加とともに縦波，横波速度が著しく減少することを報じており，D. S. Hughes[3]は速度3～4 km/sec 程度の硬い砂岩について超音波パルス法で，種々の圧力の下で実験を行い，逆に水分の増加とともに縦波速度が増加することを報じている。また J.E. White, R.L. Sengbush[15] は地表層の砂層について直接速度を測定し，地下水面で縦波速度が増

加することを報じている。

これらの実験結果から知られるように，含有水分の弾性波速度に及ぼす影響は岩石の種類や石化 (lithofication) の程度によつて異なつている。したがつて，含有水分の影響は岩石の種類や，石化の程度の物理的性質と関連して解明されることが必要だと思われる。またこのことは，含有水分の影響を調べることによつて，岩石のなかを伝わる弾性波速度を支配している多くの因子を分析する手懸かりが得られることを示しているように思われる。以上の観点から筆者はまず砕屑岩 (clastic rock) の中・粗粒砂岩および頁岩について実験を行つた。

2. 実験の経過

速度測定の方式としては超音波パルス方式を用いた。すなわち，岩石試料の一端に超音波直流パルスを与え，その透過したパルスを岩石の他端で受振し，その走行時間と，岩石の長さとから速度を求める方式である。この種の装置の原理は D. S. Hughes[2], J. Oliver, F. Press[10], A. Kubodera[7], D. Shimozuru[12] らの報じているものと大体同じであるが，詳細については補足 I を参照されたい。振動子としては直径30mm，厚さ 4 mm，円板型，厚み振動固有周波数 500kc のチタン酸バリウムを使用した。記録の 1 例を第 1 図に示す。



第 1 図 記録の 1 例
An Example of Photographic Record

時間目盛は 10 μs ごとで，ブラウン管面にとりつけた目盛板を補助に用い，弾性波の走行時間が 30μs 以下の場合は10目盛 (1 目盛 2 mm) を10μs に，30μs 以上の場合には 5 目盛を10μs に合わせた。したがつて 1 μs が 1 目盛あるいは 1/2 目盛になるので，測定時間の精度は初動の立上りが鋭い場合には，前者では ± 0.1μs，後者では ± 0.2μs 程度である。

横波については初動以後に横波らしい低い周波数の大きい振幅の波が現われることもあつたが，横波としての判定が難しいので今回は縦波についてのみ実験を進めた。したがつて弾性常数を求めることができなかつた。この点を後日装置を改良して横波も測定したいと思つている。

実験に用いた岩石試料は石狩炭田の奈井江における試錐コアー[8]のなかから中・粗粒砂岩および頁岩を選んだ。これらは古第三紀夾炭層のもので，深度は 250 m から 700m までのものである。コアーの直径は40～60mmで，長さは 50～100 mm 程度に切断した。このコアーは特にこの実験のために保存されたものでなかつたので，自然に乾燥した状態にあつた。それでまず自然乾燥状態で縦波速度を測り，次に水分を充分浸み込ませ，その後，実験室内に放置して，乾燥過程で速度の変化を次々に測定した。

水分を充分浸み込ませるためには，コアーを密閉した容器に入れ，真空ポンプで約 2×10^{-3}mmHg の減圧下で約 1 時間排気し，次に注入する水の溶解ガスを約 1 時間排気し (このとき真空度は約 1×10^{-2}mmHg に下る)，次にこの減圧下で，その水をコアーを入れた容器のなかに注入し，約30分かけて除々に大気圧に戻し，その状態で 7 日間放置した。このような操作で岩石内に浸入する水分の飽和度は，岩石の孔隙率によつて異なると思われるが，飽和に達したかどうかは後日他の方法で孔隙率を測定し検討する予定であるが，D.S. Hughes[3] によれば 80～100 % とのことである。

乾燥過程は実験室内に放置し適当な時間間隔で測定した。すなわち体積の小さい岩石試料は乾燥し始めは約 1～2 時間間隔で測定したが，多くのものは 4～8 時間間隔で測定した。内部と表面とがなるべく一様に乾燥するように，夜間はビニール布にくるんで一定水分の状態を保たせた。ある程度乾燥すると 1 週間位放置しても含有水分の量が変化しなくなるので，その状態を自然乾燥状態とした。自然乾燥状態からもつと乾燥した状態については，赤外線を用いて約40℃で 3～8 時間乾燥させ，さらに進んだ乾燥は 110℃で 2 時間乾燥させ，これを乾燥状態とした。

3. 実験の結果

実験に用いた岩石試料の種類，採集深度 比重，最大体積含水率を第 1 表に示す。

中・粗粒砂岩についての含有水分に伴なう縦波速度の変化を第 2 図に示す。

第1表 実験に用いた試錐コアーの岩石種類，深度，最大含水状態の見かけ比重，縦波速度，最大体積含水率を示す表
いずれも古第三系夾炭層のもの

Rock Specimens used for Experiment
Origin is Miocene, Ishikari Coal Field

コアーの番号 number of specimen	岩石の種類 description	深度 depth (m)	最大含水状態の見掛け比重 density (saturation)	最大含水状態の縦波速度 longitudinal velocity (sat.) (km/sec)	最大体積含水率 effective porosity (%)
No. 325-1	中(粗)粒砂岩	724	2.57	3.86	6.1
No. 325-2	〃	〃	2.52	3.72	9.1
No. 317	中粒砂岩	715	2.64	5.06	2.2
No. 300-1	中(粗)粒砂岩	699	2.58	4.43	3.7
No. 300-2	〃	〃	2.58	4.52	5.0
No. 265	(中)粗粒砂岩	643.5	2.52	3.88	9.5
No. 242-2	〃	600	2.49	3.75	11.0
No. 10	粗粒砂岩	245	2.44	3.17	15.2
No. 173-3	頁岩	493	2.65	4.07	5.1
No. 22	〃	262		2.90	13.2

含有水分の量の表現として飽和度S註1)を使用したかつたが，完全飽和の吟味がまだできていないので，見掛け飽和度 Sa を

$$Sa=\frac{\text{含有水分の重量}}{\text{最大含水重量}}$$

と定義して用いた。もしも完全飽和すれば，これは飽和度に一致し，最大体積含水率は有効孔隙率註2)に一致する。

註1) 岩石を構成している固体物質，液体，空気をそれぞれ s, w, g の記号で表わすと，全体積 V，全重量Wは

$$V=V_s+V_w+V_g,\quad W=W_s+W_w+W_g$$

で表わされ，飽和度 s，体積含水率 γ，孔隙率 n は

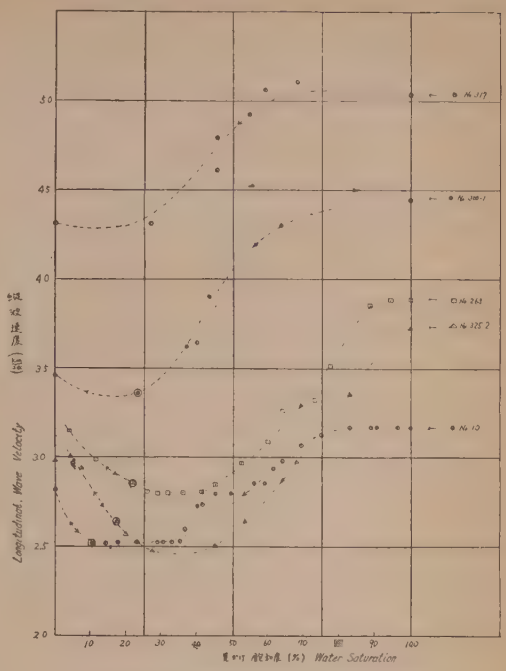
$$s=\frac{V_w}{V_w+V_g}\times 100,$$

$$\gamma=\frac{V_w}{V}\times 100,$$

$$n=\frac{V_w+V_g}{V}\times 100$$

として定義される。

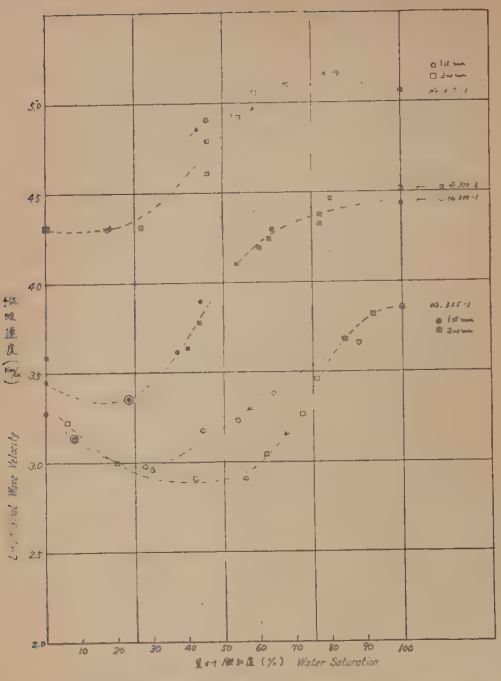
註2) 有効孔隙率 (effective porosity) とは孔隙のなかで互に流通している孔隙の，全体積に対する比である。



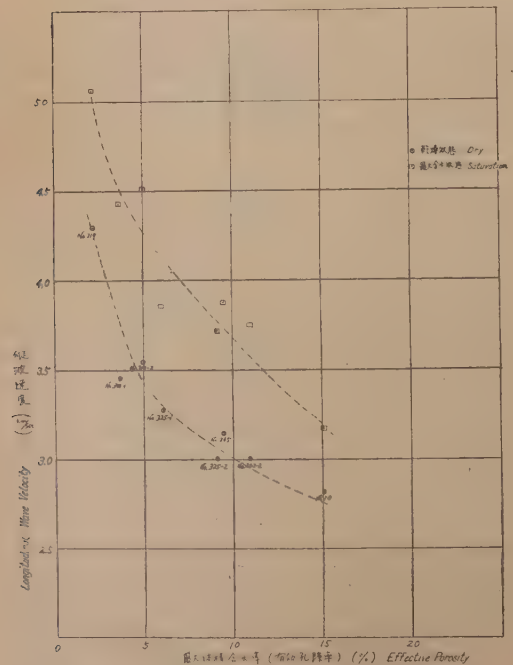
第 2 図 中・粗粒砂岩について，含有水分に伴なう縦波速度の変化

Longitudinal Wave Velocity as a Function of Water Content for Medium and Coarse Sandstone

第2図から水分に伴なう速度変化の様子をみてみると，コアー No. 10，No. 265 はみかけ飽和度 100%から 80～90%までほゞ一定の速度を示しているが，その附近から比較的急激に速度が減少し始める。No. 300—1，No. 325—2，No. 317は含水量が少ないのでこの速度が減少し始めるところが明瞭には観測されなかつた。水分の減少とともに，減少してゆく縦波速度はみかけ飽和度約30%前後の所で最小値を示す。No. 300—1，No. 10 はその状態が自然乾燥状態であるが，No. 325—2，No. 265はそこからさらに水分が減少して自然乾燥状態に至り，その間，速度は最小値からふたゝび増加してゆく。第2図において，自然乾燥状態を◎印で囲んでおいた。自然乾燥状態に至つた試料を赤外線で乾燥させると速度はさらに増加し，110°C 2 時間の乾燥を行うと速度はさらに増加している。これらの含有水分に伴なう速度変化の傾向および変化量が，2.5～4.5 km/sec の速度範囲にある色々の中・粗粒砂岩について非常に似ているので念のため No. 317，No. 300—1，No. 325—1 についてもう一度水分を飽和させて実験を行つてみた。その結果は第3図に示すように，1回目のときと大差がないことがわかつた。なお No. 300—1 は2回目水に浸けておいたらくずれてしまつたので，同一コアーからとつた No. 300—2 について実験を行つたところ，第3図にみられるように全く等しい傾向を示した。



第 3 図 含水試験を2回試みたときの含水による速度変化
Longitudinal Wave Velocity as a Function of Water Content Comparison of 1st and 2nd runs

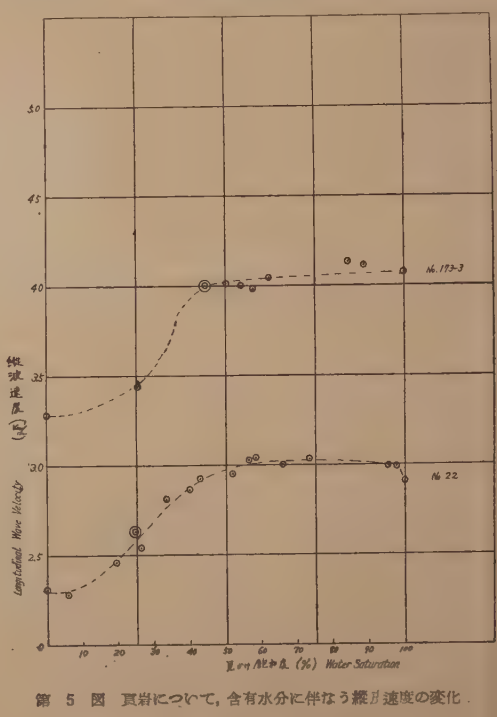


第 4 図 中・粗粒砂岩について最大体積含水率と縦波速度との関係（乾燥，飽和状態について）
Longitudinal Wave Velocity Versus Effective Porosity for Sandstone in Dry and Saturation

これらの中・粗粒砂岩について最大体積含水率と，見かけ飽和状態，乾燥状態における速度との関係を第4図に示した。

最大体積含水率と孔隙率とは，孔隙率の小さいものでは，20%程度の誤差があるかも知れないが，その誤差範囲において，第4図は縦波速度と孔隙率との関係を表わしており，孔隙率が小さいほど速度が速くなつていることがわかる。すなわち，中・粗粒砂岩という1つの岩石の種類を考えた場合，2.5～4.5 km/sec 程度の速度差が単に孔隙率の差によつても生じうることを示しているものである。なお No. 300—1 のほかに No. 298 は自然乾燥状態で 3.75 km/sec の速度を示していたが，水分がほとんどはいらず，水のなかに放置していたら1週間位でくずれ始め，砂粒子と粘土微粒子とに分解してしまつた。これらのことは砕屑岩の速度を支配している因子のなかで，孔隙率およびセメンテーションがかなり重要な因子であることを示しているものと考えられる。

次に頁岩についての実験結果を第5図に示す。



第 5 図 頁岩について，含有水分に伴なう縦波速度の変化
Longitudinal Wave Velocity as a Function of Water Content in Shale

一見して頁岩の含有水分に伴なう速度変化の傾向は，中・粗粒砂岩の場合とはかなり異なつていることが認められる。みかけ飽和状態から約40～50%まで速度変化はほとんど無く，40～50%からしだいに速度が減少する。No. 173—3については，40%で自然乾燥状態であり，No. 22については20%のところで自然乾燥状態であつた。

第2表　頁岩について，自然乾燥状態と乾燥状態との縦波速度

Velocity Decrease with Dry in Shale

コアー番号	岩石の種類	深　度 (m)	自然乾燥状態の速度 (km/sec)	乾燥状態の速度 (km/sec)
Ya No. 26	頁岩	615	3.56	3.02
Ya No. 48	〃	950	4.10	3.32

コアーは筑豊炭田の古第三系のもの

制乾燥させると速度はさらに減少し，中・粗粒砂岩の場合にみられたような乾燥に伴なう速度の増加はみられなかつた。

頁岩についてはこのほか数箇の試料について実験を試みたが，多くのものは含水によつて割れてしまつた。それで他の頁岩について自然乾燥状態と強制乾燥状態との速度変化を実験してみたところ，第2表のようになり，いずれも速度が減少した。

頁岩についてはまだ実験数が少ないので，例えば天然の含水状態からの乾燥過程を利用するなどして，さらに実験を進めたいと思つている。

なお，含水による体積の変化について飯田汲事[4]が土の場合についてかなりの量になることを報告しているので，以上の岩石試料について自然乾燥状態と，最大含水状態とについて空気中・水中の重量差から体積変化を測定してみたが，いずれも体積変化は1.%以下であつた。

4. 結果の検討

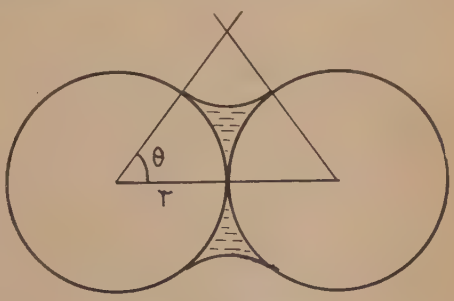
砕屑岩のなかに含有されている水分は，その存在の状態によつて，結晶水・層間結合水・層間自由水・接触水分・自由水（流動水）というように分類されている[13]。結晶水，収着によつて保有されている層間結合水，吸着によつて保有されている層間自由水は普通の水とは物理的性質が異なつており，粒子間に強い結合力を生じているもので，今回の実験操作ではほとんど粒子間から分離されないことが知られている。一方乾いた砕屑岩を水に浸した場合，岩石内の孔隙のなかに毛管現象によつて浸入してゆく水は，自由水あるいは流動水と呼ばれ，その水の状態は funicular stage と呼ばれている。また湿つた岩石を乾燥させた場合，funicular stage にある水は表面に流動して蒸発していくが，ある程度減水すると構成粒子の接触面にある水は流通できなくなり，表面張力によつて粒子間に残される。この水分はいわゆる接触水分 (contact moisture) と呼ばれ，その含水の状態は pendicular stage と呼ばれている。したがつて今回の実験は，これら自由水，接触水分の岩石を伝わる縦波速度に及ぼす影響を示しているものと考えられる。

これらの自由水，接触水分の砕屑岩の弾性的性質に影響を及ぼす過程としては，第1に，水と弾性粒子としての構成粒子との弾性的相互作用と，第2に，これらの水がセメント物質との間に起す化学的物性的相互作用とが考えられる。後者は，ゾル化，ゲル化あるいは粘土粒子の物理的性質の変化，あるいは電気化学的作用を含み，粘土鉱物や土質力学の教科書[9][13]に説明されているように非常に複雑なので，今回はまず，第1の弾性的相互作用について考察を試み，それによつて今回の実験結果がどの程度説明されうるものか調べてみる。

砂岩についての縦波速度—飽和度曲線をみると，2つの要素から成り立つていることがわかる。1つは水分とともに増加する傾向のものであり，他の1つは水分とともに減少する傾向のものである。そして最低速度が20～30%の所にみられる。最大充填密度である面心立方のつめ合せ状態で funicular stage から pendicular stage に移る飽和度が24%であることが知られているので[11]，この速度の最低はおそらくその状態に対応するものと考えられる。したがつて以下 funicular stage, pendicular stage のそれぞれの状態について接触水分，自由水と弾性粒子との弾性的相互作用を調べてみる。

4.1 Pendicular stage について

Pendicular stage において，接触水分は粒子間を結ぶ水膜に働く毛管力によつて，粒子間に結合力を作用させる。これによつて生ずる粒子間の圧力は毛管圧力 (capillary pressure) と呼ばれる。第6図のように接触した等半径の弾性球の集合体についてこの毛管圧力Pは



第6図 接触水分
Contact Moisture

$$P \fallingdotseq \frac{1}{r}\,\frac{2\pi T}{1+\tan\,\theta/2}$$ [9]

r：球の半径
T：水の表面張力，75dyne/cm

で表わされ，その圧力の大きさは第3表の通りである。

この毛管圧力は，弾性粒子の結合に対しては，岩石の外部から作用する圧力と全く等価であると考えられる。

第3表 色々の大きさの粒子間に発生する毛管圧力
Capillary Pressure Appeared among Particles of Various Size

	sand		silt	clay	
粒子の半径 (mm)	1×10^{-1}	1×10^{-2}	1×10^{-3}	1×10^{-4}	1×10^{-5}
毛管圧力 (kg/cm²)	0.005	0.05	0.47	4.7	47

等半径の弾性球のつめ合わされた，いわゆる粒状物体についての外部圧力の影響については高橋・佐藤の理論[14]がある。今回その理論を，補足Ⅱに記すように，外部圧力のほかに，セメント物質や収着水などの結合力が存在する場合に拡張してみた。すなわち，外部圧力の無い場合に色々の値の速度をもつ粒状物体について，前記の圧力の影響を調べてみた。詳細は補足Ⅱを参照されたい。縦波速度 V_p^* は

$$V_p^*=\sqrt{V_1^2+V_0^2}$$

$$V_1^2=0.865\left(\frac{n}{10}\right)^{2/3}\left(\frac{\rho^*}{\rho}\right)^{-2/9}\left(\frac{1}{\rho}\right)^{1/3}V_p^{4/3}\,P^{1/3}$$

V_0： $P=0$ の場合の縦波速度
$P=P_{01}+P_{02}$
P_{01}, P_{02}： 外部，内部圧力
V_p： 粒子の物質の縦波速度
ρ： 粒子の物質の比重
ρ^*： 粒状物体のみかけ比重
n： 接触粒子の数

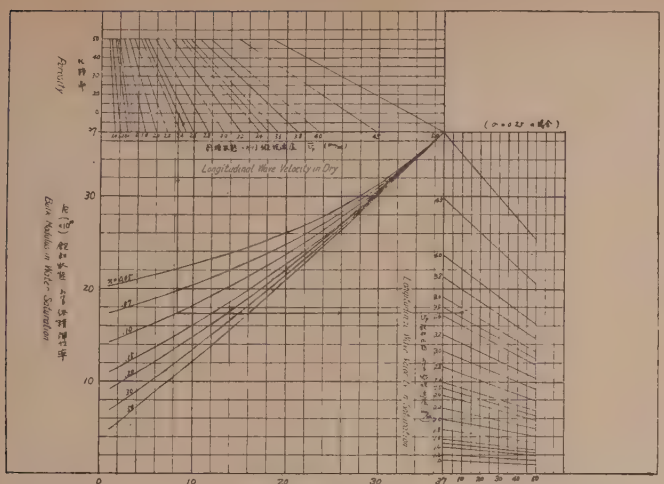
で表わされる。この結果は補足Ⅱ第1図に図示してあるが，そのなかの圧力 0～100 bar の部分をさらに細かにみるために表にしてみると第4表のようになる。

第3表，第4表から色々の大きさの粒子間に生ずる毛管圧力によつて起る縦波速度の増加を，色々の V_0 をもつ岩石についてみると，例えば 0.1 mm 程度の細砂粒子によつて起る縦波速度の増加は V_0 が 2.0～4.0 km/sec について10～30m/sec 程度であり，1×10^{-5}mm 程度の粘土粒子によつて起るそれは，100～200 m/sec 程度となる。したがつて第2図にみられるような中・粗粒砂岩についての乾燥による速度増加は，もし乾燥による毛管圧力の増大によるものであるとすれば，それは中・粗粒砂岩という岩石の名前が示す中・粗粒砂岩粒子間に生ずる毛管圧力によるものではなく，粒子を埋めているより細かい粒子のマトリックスあるいはセメントの間に発生する毛管圧力によるものであろうと推定される。

これに反し，粘土粒子から構成されている頁岩については，乾燥による速度増加がみられないが，それは，頁岩については粘土粒子程度の大きさの弾性球のつめ合わせというモデルがあてはまらないものと考えられる。すなわち，頁岩はもともと粘土粒子から構成されていたものであるが，石化に伴なつて粘土粒子間の結合が密になつて，個々の粘土粒子の粒子としての特性が失われてきたものと考えられる。このことは，頁岩に水分を含ませたり，乾燥させたりすると，くずれるのではなく割れ易く，また個々の粘土粒子に分解しないということからもある程度推定される。したがつて頁岩について粒状物体のモデルがもしあてはまるものとしても，構成粒子の大きさは，頁岩という名前の示す粘土粒子程度の粒子ではなく，もつと大きい構成粒子を考えるべきだと思われる。飯田汲事[4][5]は速度 600m/sec 程度の柔い粘土について，含水による速度の減少を報告しているので，頁岩の前身である siltstone, mudstone 等について実験を続け，石化 (lithofication) に伴なう弾性的性質の変化をさらに

第4表 色々の V_0 をもつ粒状物体を伝わる弾性波速度の圧力による変化
Velocity Increase due to Pressure for Granular Substances of Various V_0

V_0 (m/s) ＼ 圧力 (bar)	0 (m/s)	0.01 (m/s)	0.1 (m/s)	1.0 (m/s)	10.0 (m/s)	50.0 (m/s)	100.0 (m/s)
0	0	230	338	497	729	982	1,070
500	500	541	604	705	884	1,076	1,170
1,000	1,000	1,026	1,055	1,117	1,237	1,381	1,464
1,500	1,500	1,518	1,538	1,580	1,668	1,777	1,842
2,000	2,000	2,013	2,028	2,061	2,129	2,215	2,268
2,500	2,500	2,501	2,523	2,549	2,604	2,675	2,719
3,000	3,000	3,009	3,019	3,041	3,087	3,148	3,184
3,500	3,500	3,507	3,516	3,536	3,575	3,628	3,659
4,000	4,000	4,006	4,014	4,031	4,066	4,112	4,140
4,500	4,500	4,505	4,512	4,528	4,559	4,600	4,625



第7図 F. Gassmann 理論による乾燥状態と飽和状態とにおける体積弾性率および縦波速度 ($\sigma=\bar{\sigma}=1/4$ の場合の) 関係
Variation of Bulk Modulus and Chart of Longitudinal Wave Velocity Variation in the Case of $\sigma=\bar{\sigma}=1/4$ for Porous Medium with Saturation

(第7図の説明)

k と $\bar{k}$ との関係は

$$k=\hat{k}\frac{\bar{k}+Q}{\hat{k}+Q},\quad Q=\frac{\bar{k}(\hat{k}-\bar{k})}{n(\hat{k}-\bar{k})}$$

$\hat{k}=37.0\times10^{10}$ C.G.S.

$\bar{k}=2.10\times10^{10}$ C.G.S.

$\hat{\rho}=2.66$

から孔隙率 n をパラメーターにして求めた。

乾燥状態，飽和状態における縦波速度 ($\bar{v}_p$, v_p) は，ポアソン比を 0.25 と仮定して

$$\bar{v}_p=\sqrt{\frac{\bar{k}+\frac{4}{3}\bar{\mu}}{\bar{\rho}}},\quad \bar{\rho}=\hat{\rho}(1-n),\quad \bar{\sigma}=0.25$$

$$v_p=\sqrt{\frac{k+\frac{4}{3}\mu}{\rho}},\quad \rho=\bar{\rho}+n,\quad \rho=0.25$$

から求めた。

この図は体積弾性率の，乾燥状態 ($\bar{k}$) から飽和状態 (k) に増加する量が，孔隙率の小さいほど，また $\bar{k}$ が小さいほど大きくなつている様子を示している。

上端，右端の曲線群は，縦波速度と，体積弾性率，孔隙率との関係を示しているもので，この図表の使い方の1例を図中太実線で示しておいた。すなわち $\bar{v}_p=2.5$ km/sec, $n=0.010$ の岩石について飽和状態の縦波速度を求める場合には，まず上端において，$\bar{v}_p=2.5$ km/sec の曲線をたどり，$n=0.10$ との交点をおさえる。この点を下におろすと $\bar{k}$ が求められ，$\bar{k}=8.3\times10^{10}$ となり，さらに下におろして k-$\bar{k}$ 曲線群の $n=0.10$ との交点をおさえる。この点を水平に右にのばしていくと k が求められ，$k=17.4\times10^{10}$ となる。この点をさらに右に伸していき，右端の k-n 曲線線群において $n=0.10$ との交点をおさえる。速度 v_p をパラメーターにした k-n 曲線群から速度を読みとれば，飽和状態における縦波速度が $v_p=3.55$ km/sec と求められる。飽和状態の速度 v_p と孔隙率が与えられた時，乾燥状態の速度 $\bar{v}_p$ を求めるには上の過程を逆に行えば良い。

詳しく調べてみたいと思う。

4.2 Funicular stage について

Funicular stage にある水は，粒子間の孔隙を自由に流通しうるので，もはや粒子間に毛管圧力は発生しないが，岩石全体としては水分と固体との混合物としての性質が表われてくるであろう。F. Gassmann[1] は，孔隙のある弾性物質について，飽和状態にある水分の影響を研究した。それによれば，水分が飽和した岩石の体積弾性率は，水分が無いときの体積弾性率のほかに，構成物質の体積弾性率と水の体積弾性率とのある平均の体積弾性率が加わつて，大きくなることを示している。飽和状態と乾燥状態との体積弾性率の関係を，F. Gassmann から引用すれば

$$k=\hat{k}\frac{\bar{k}+Q}{\hat{k}+Q},\quad Q=\frac{\bar{k}(\hat{k}-\bar{k})}{n(\hat{k}-\tilde{k})},$$

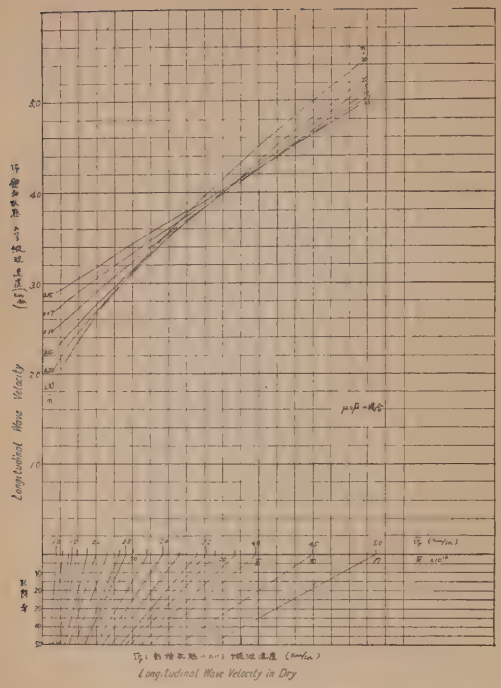
$$\mu=\mu,$$

$$\rho=\bar{\sigma}+n,\ \bar{\sigma}=\hat{\rho}(1-n)$$

こゝで

- k, $\bar{k}$: 飽和状態，乾燥状態における体積弾性率
- μ, $\bar{\mu}$: 飽和状態，乾燥状態における剛性率
- ρ, $\bar{\sigma}$: 飽和状態，乾燥状態におけるみかけ比重
- $\hat{k}$, $\tilde{k}$: 岩石の構成物質，水の体積弾性率
- $\hat{\rho}$: 岩石の構成物質の比重
- n : 孔隙率

となつている。この式から k と $\bar{k}$ との関係を色々の孔隙率 n について計算してみると第7図のようになる。またこれから縦波速度の乾燥状態，飽和状態との関係を求めてみると第8図のようになる。F. Gassmann は水分飽和によつて剛性率が変わらないと仮定したが，その代わりポアソン比が変化しないと仮定して乾燥状態の速度と飽和状態と速度との関係を求めてみると第7図のようになる。F. Gassmann のいう乾燥状態というのは内部圧力を全く考えていない場合であり，その弾性的性質は frame のそれを表わしているものなので，実験で得られた最低速度が F. Gassmann のいう乾燥状態における速度に対応するものと考えられる。したがつて実験で得られた最低速度から飽和状態における速度への増加量と，以上の理論的に予期される増加量とを比較してみると第5表のようになる。これをみると，剛性率が変わらない ($\mu=\bar{\mu}$) という仮定のもとでは，理論的な速度増加量は実験値の約50%程度である。しかるにポアソン比が変わらない ($\sigma=\bar{\sigma}=0.25$) という仮定のもとでは，第5表の $\mu=\frac{3}{5}k$ の欄にみられるように，多くのコアについ



第 8 図 F. Gassmann の理論による乾燥状態と飽和状態とにおける縦波速度 ($\mu=\bar{\mu}$ の場合) の関係
Variation of Longitudinal Wave Velocity with Water Saturation for Porous Medium in the Case of $\mu=\bar{\mu}$, after F. Gassmann's Theory

(第 8 図の説明)

飽和状態における縦波速度は，剛性率 μ が乾燥状態のそれと変らないとして，

$$v_p=\sqrt{\frac{k+\frac{4}{3}\bar{\mu}}{\rho}}$$

$\mu=\bar{\mu}$

$$\rho=\bar{\rho}+n$$

から求めたものである。乾燥状態については第 7 図と同じ。

て，理論値は実験値に驚くほど良く一致している。水分飽和による縦波速度の増加がこのように著しく大きいこと，そしてその量が F. Gassmann の理論によつて，ただその剛性率不変という仮定をポアソン比不変という仮定におきかえることによつて定量的に説明されるということは非常に興味深いことであると思う。ポアソン比が含水によつて変わらないという仮定については，後日横波の速度も測定できるようにして検討したいと思つている。

次に水分の量が飽和に至らない funicular stage にある場合については，理論的に取り扱われていない。しかし，水分が応力に応じて変形する際には，水の粘性や水と粒子表面との摩擦などによつて遅延時間 (retardation time) と呼ばれるある時間がかゝるので，その遅延時間よりも短い時間内に変化する応力に対しては，funicular stage にある水分も，圧縮率をもつた弾性体として作用するものと考えてもよいと思う。したがつて，水分の量が多くなるにつれて次第に速度が増加したといつてもさしつかえないと思われる。中・粗粒砂岩の場合と，頁岩の場合とでその増加の傾向が異なつているということ，また D.S. Hughes[3] の砂岩に対する結果が，今回の実験によればむしろ頁岩のそれに近いということは，速度を支配している因子を解明するという点からみると，非常に興味深い問題であると思う。

第 5 表 含水による縦波速度増加の実験値と F. Gassmann による理論値との比較
Comparison of Experimental Value with Theoretical Value Velocity Increase with Saturation

岩石の種類 description	コアー番号 number	有数孔隙率 effective porosity (%)	最小速度 minimum velocity (km/sec)	最大飽和状態の速度 velocity in saturation (km/sec)	F. Gassmann による理論値 (theoretical value) $\mu=\bar{\mu}$ (km/sec)	F. Gassmann による理論値 (theoretical value) $\mu=\frac{3}{5}k$ ($\sigma=0.25$) (km/sec)
中・粗粒砂岩 (sandstone)	No. 325-1	6.1	2.90	3.86	3.50	3.95
	No. 325-2	9.1	2.50	3.72	3.12	3.70
	No. 317	2.2	4.30	5.06	4.44	4.90
	No. 300-1	3.7	3.35	4.43	3.80	4.40
	No. 300-2	5.0	3.35	4.52	3.76	4.15
	No. 265	9.5	2.80	3.88	3.28	3.70
	No. 242-2	11.0	2.60	3.75	3.07	3.55
	No. 10	15.2	2.50	3.17	2.90	3.30
頁岩 (shale)	No. 173-3	5.1	3.30	4.07	3.76	4.15
	No. 22	13.0	2.30	2.90	2.90	3.35

5. 要約および結論

砕屑岩を伝わる弾性波速度の含有水分に伴なう変化について，今回は縦波速度について，古第三紀夾炭層の中・粗粒砂岩および頁岩について実験を行い，その実験結果を接触面において固結された粒状物体のモデルのもとに考察を行つた。

含有水分に伴なう弾性波速度の変化を支配しているおもな因子は，frame の弾性的性質と，マトリックスあるいはセメント物質のなかに発生する毛管圧力による内部圧力と，構成弾性粒子と弾性体としての水との弾性的相互作用とである。

縦波速度—飽和度曲線は一般に2つの要素から成り立つており，その1つは飽和度とともに速度増加を示すものであり，他の1つは飽和度とともに速度の減少を示すものである。前者は弾性粒子と含有水分との弾性的相互作用によるものであり，後者はマトリックスやセメント物質内に発生する内部圧によるものである。

中・粗粒砂岩についての結果を要約すると，

(1) 縦波速度は，飽和度が 100%から20～30%まで減少するにつれて著しく減少する。この速度変化は，frame の弾性的性質と，構成弾性粒子と弾性体としての含有水分との弾性的相互作用によつて支配されるものであり，その速度変化量は，F. Gassmann の理論によつて，たゞ飽和によつて剛性率が変わらないという仮定を，ポアソン比が変わらないという仮定に修正することによつて非常によく説明される。

(2) 飽和度が20～30%からさらに乾燥に近づくと，縦波速度はふたゝび少しく増加する。この速度変化は framework の弾性的性質と，内部圧力によつて支配されるものであり，その速度変化量は接触面において固結された粒状物体のモデルによつて説明され，内部圧力はおもにマトリックやセメント物質内に発生するものと推定される。

頁岩についての結果を要約すると，

(3) 縦波速度は，飽和度 100%から30～40%までほぼ一定であり，それ以下になると速度は減少する。乾燥による速度増加は認められなかつた。粘土粒子程度の大きさの粒子の場合としての粒状物体のモデルは頁岩には適合しない。

以上砕屑岩のなかで，中・粗粒砂岩および頁岩について実験および考察を行つてきたが，今後さらに柔い堆積岩について実験を行い，上述の考え方をさらに吟味，発展させてゆきたいと思う。

謝　辞

今回の仕事に関して実に多くの人々のお世話を受けた。なかでも，終始御指導と御激励を賜わつた名古屋大学飯田汲事博士，結果の解釈について討論していたゞいた地震研究所佐藤泰夫助教授，測定器械の設計を御指導していたゞいた電波研究所中田美明博士，菅宮夫技官に厚く感謝の意を表わしたい。

補足 I　実験装置について

岩石の速度測定および弾性波伝播の模型実験用の装置については，すでに D. S. Hughes[2] 始め多くの研究者[7][10][12] によつて，そのブロックダイヤグラムにより原理的説明がなされており，各部分の種々の回路については Radiation Laboratory Series に詳説されている。しかしいずれも装置全体についての回路結線図が記されていないので，実際に装置を製作しようとするときに非常に不便を感ずるので，今回筆者の回路線図を，まだ日日改良を加えている状態ではあるが，一応記して何らかの御参考に供したいと思う。

1. 構成と原理

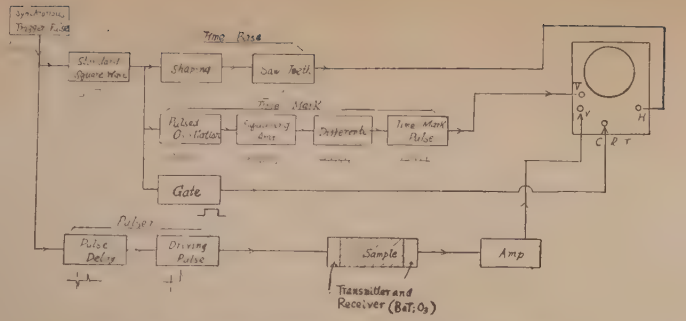
装置のブロックダイヤグラムを第1図に示す。装置は大別して衝撃部と観測部と入力増幅部とからなる。観測部はさらにスイープ回路，時間目盛回路，輝度変調回路およびブラウン管部とからなる。まず衝撃部において，同期トリガーパルスを発生する。観測部においては，このトリガーパルスを受けて基準矩形波を作り，この基準矩形波はその時間幅のなかで，(i) 時間軸スイープの鋸歯状波を作り，(ii) パルスドオッシレーションにより時間目盛を作り，(iii) 輝度変調用のゲートパルスを作る。これらはブラウン管の水平軸・垂直軸・輝度変調端子にそれぞれ送られる。衝撃部においては，トリガーパルスを任意の時間遅延させて，大電力のパルスを発生し，振動子を駆動する。受振振動子に誘起された電圧は増幅部によつて増幅され，ブラウン管の垂直軸に送られる。この現象が同期トリガーパルスによつて繰返され，ブラン管面上には静止像となつて現われる。

2. 回路結線図

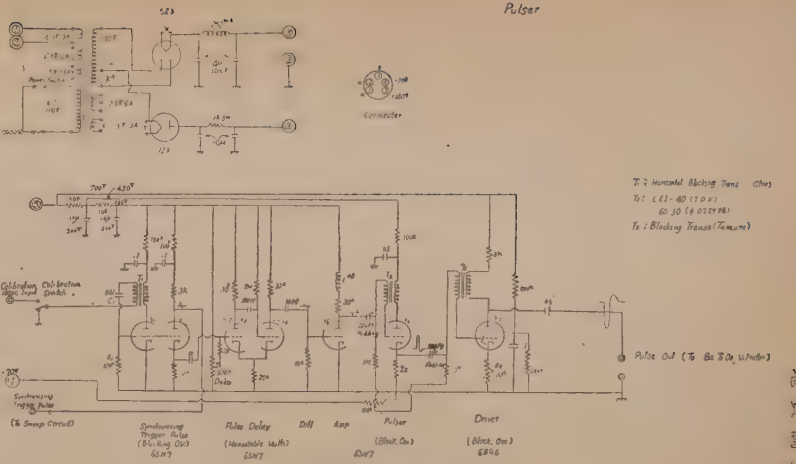
各部の回路結線図を第2，3，4図に示す。以下簡単に各回路を説明する。

衝撃部（第2図）

同期トリガーパルスは ½ 6SN7 (V_1) によるブロッキング発振を用いた。ブロッキングトランスとしてはテレビ用水平軸ブロッキングトランスを使用してみたが充分使用できる。繰返し周波数は C_1, R_1 によつて，特に R_1 によつて簡単に変えられるが，現在は約 150～に

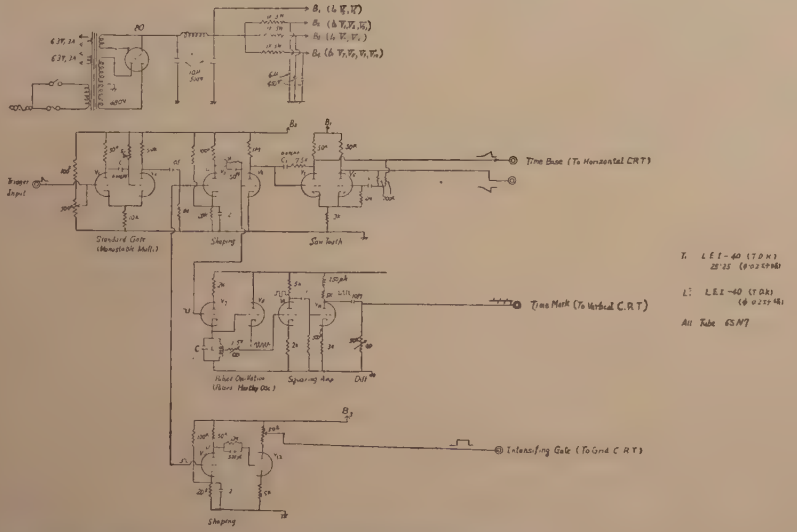


第 1 図　岩石速度測定装置のブロック，ダイヤグラム　その1

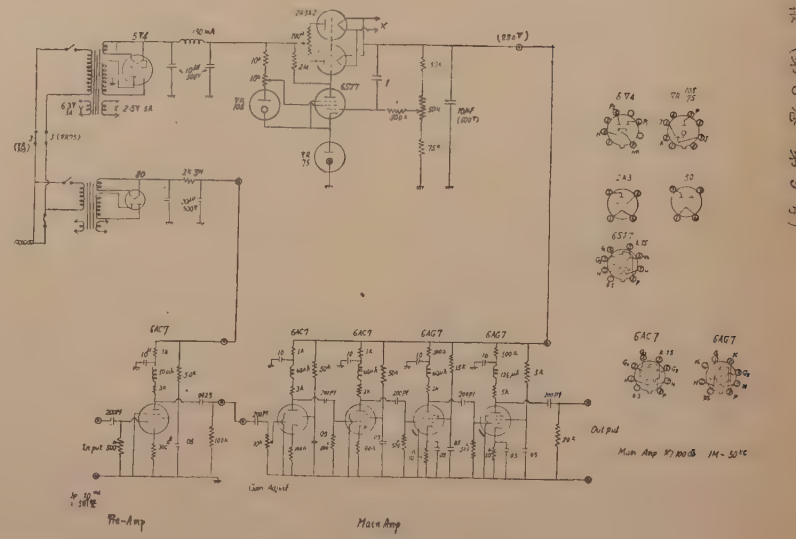


第 2 図　岩石速度測定装置　その2

Pulser



第 3 図　岩石速度測定装置　その3



第 4 図　岩石速度測定装置　その4

してある。この繰返し周波数の下限はブラウン管の輝度とスポットの鋭さに関係し，上限は出力管の消費しうる電力，および岩石試料内の弾性波の減衰時間に関係する。衝撃までのパルス遅延は，6SN7 (V_3, V_4) の単発マルチバイブレーターと RC の微分回路を用い，V_3 のグリッドバイアスによつて遅延時間を可変にした。この遅延時間は，時間軸スイープの直線性の良い所を選べるように，また透過パルスの初動が時間目盛に重ならないように，0～50μs 程度の遅延が可変にしてある。振動子の駆動パルスは 1/2 6SN7 (V_6) と 6BG6 (V_7) との2段のブッキング発振を用いた。出力は 6BG6 (V_7) のプレート側から取り出している。なお 6BG6 のグリッドバイアスを可変にして不必要の時は働かないようにしてある。ブロッキングトランスとしては V_6 には TDK の L.E.I.—40型のオキサイドコアーに 0.2 mm のエナメル絹巻線を 60：30 に巻き自作した。V_7 用のトランスは最初 L.E.I.—60型コアーにリッツ線25：25に巻いて自作したが，最近田村製作所製のものに変えた。この出力段はこの種の実験で一番肝心な所なので，現在種々改良を試みている。

観測部（第3図）

基準矩形波は 6SN7 (V_1, V_2) の単発マルチを用いた。グリッドバイアスと C_1, R_1 の値でその幅は任意に変えられるが現在は 400μs 程度にしてある。時間軸スイープとしては，この矩形波を V_4 によつて整形し，6SN7 (V_5, V_6) のプッシュプル鋸歯状波発生回路を用いた。スイープの幅は V_1, V_2 の C_1, R_1 と V_5, V_6 の R_2, C_2 とによつて色々可変できるが，この部分で発生するスイープの幅を長くしておいて，そのスイープを任意に拡げたりあるいは縮めたりすることができると，初動以後の波の形や，反射波の様子をみたりするのに便利なので，この鋸歯状波はブラウン管オッシロスコープに付属している水平軸増幅器に入れてみたところ，案外直線性が良いので，現在そのまゝ使用している。時間目盛としては，基準矩形波によつて 6SN7 (V_7, V_8) の 100 kc のパルスドーハートレーオッシレーターを駆動させ，V_9, V_{10} で矩形波にしRC で微分して，これをブラウン管の垂直軸の片軸に入れた。周波数の較正には別に 100kc の水晶発振器を製作した。較正のため同期トリガーパルスを水晶発振器に同期させる必要があるので，同期トリガーパルスの所に同期端子を設けていた。次に輝度変調用のゲートは，スイープ時間だけ輝度を輝かせて，それ以外は消失しておくためのもので，基準矩形波を V_{11} で整形し，V_{12} のプレートから適当な電圧を取出している。ブラウン管オッシロスコープとしては東芝製の1001—C型を使用した。測定にはオッシロスコープの一部しか使用しないが，色々回路の調整の際にオッシロスコープが必要なので，このオッシロスコープをそのまゝ測定用に使い，専用のブラウン管部は設けなかつた。

増幅部（第4図）

増幅部は 6AC7 2段，6AG7 2段のメインアンプと，6AC7 1段のプリアンプとからなつている。アンプはいずれもシャントピーキングを施した抵抗結合方式である。周波数特性は約30kc～2 Mc の帯域幅を持たせた。電源としてはメインアンプに真空管補償方式の定電圧装置を用いた。

補足 II　接触面において固結された粒状物体を伝わる弾性波速度について
(高橋—佐藤理論の拡張)

1. 等半径の弾性球を密につめ合わされた，いわゆる粒状物体を伝わる弾性波について，われわれはすでに高橋—佐藤理論[1]を持つている。しかし，そこには，粒子間の結合力としては外部から加えられた圧力だけしか取り扱われていないので，外部圧力が無くなると弾性波速度は0になつてしまい，大気圧で相当の弾性波速度をもつ岩石については，まだ不充分のところがある。粒状物体のモデルは砂岩のような砕屑岩についてはかなり適合するものと予想されるので，外部圧力が加えられていない状態でなお色々の速度を持つように，高橋—佐藤の理論を拡張してみた。

砕屑岩を構成している粒子間に働いている結合力としては，

(i) 外部圧力によるもの

(ii) 接触水分による毛管圧力によるもの

(iii) セメント物質や吸着水，収着水などによるもの

等が考えられる。そして (ii)(iii) の結合力が外部圧力が無くなつた状態においても，岩石の弾性を保持しているものと考えられる。

高橋—佐藤の理論では，固体論における格子振動と同じ方法で弾性球の運動エネルギーを求め，それを弾性エネルギーとして弾性常数および速度を導いている。それで今回，弾性エネルギーを応力—歪の関係を用いて静的な考えで求めてみたところ，上記の種々の結合力が簡単に導入できることがわかつた。なお，セメント物質による結合力を考える場合，セメント物質が多量存在し

て，その剛性率や体積弾性率の影響がはいつてくる場合は，非常に複雑になるので，簡単のために，粒子間の接触面に収着水のように存在している微量のもののみを考え，単に接触面において粒子を固結しているだけで，その弾性的性質が無視しうる程度のセメントを考えるものとする。

2. 単位体積あたりの弾性エネルギーを求める。まず1つの粒子に着目し，接触している他の粒子との間に生ずる弾性エネルギーを求める。注目する粒子（0），および接触粒子（j）の位置座標，および変位をそれぞれ $\mathbf{R}_0, \mathbf{R}_j$; $\mathbf{r}_0, \mathbf{r}_j$ $j=1, 2, \cdots\cdots n$），（n： 接触粒子の数）とし，接触粒子間の中心を結ぶ単位ベクトルを

$$\mathbf{t}_j=\frac{1}{2r}(\mathbf{R}_0-\mathbf{R}_j) \qquad (1)$$

r： 粒子の半径

とする。粒子の半径 r が弾性波の波長に較べて充分小さい場合には，o 粒子の j 粒子に対する相対変位（歪）$\delta\mathbf{r}_j$ は

$$\delta\mathbf{r}_j=\mathbf{r}_j-\mathbf{r}_0 \qquad (2)$$

となる。この歪の中心線への成分は $(\delta\mathbf{r}_j\cdot\mathbf{t}_j)\,\mathbf{t}_j$ となる。o-j 粒子間に働く応力を $\Delta\mathbf{F}_j$ とすれば，o 粒子と j 粒子との間に生ずる仕事 ΔW_j は

$$\Delta W_j=\Delta\mathbf{F}_j\cdot(\delta\mathbf{r}_j\cdot\mathbf{t}_j)\,\mathbf{t}_j \qquad (3)$$

となる。ゆえに o 粒子とすべての接触粒子との間に生ずる仕事 ΔW は

$$\Delta W=\sum_{j=1}^{n}\Delta W_j \qquad (4)$$

となる。

さて粒子間に働く応力が1で述べたように

$\Delta\mathbf{F}_1$： 外部圧力によつて粒子間に働く応力

$\Delta\mathbf{F}_2$： 接触水分の毛管圧力によつて働く応力

$\Delta\mathbf{F}_3$： セメント物質や収着水などの結合力によつて働く応力

から成り立つている場合には，o-j 粒子間に働く応力 $\Delta\mathbf{F}_j$ は

$$\Delta\mathbf{F}_j=\Delta\mathbf{F}_{1j}+\Delta\mathbf{F}_{2j}+\Delta\mathbf{F}_{3j} \qquad (5)$$

で表わされる。

さてこゝで応力 $\Delta\mathbf{F}_j$ と歪 $\delta\mathbf{r}_j$ との関係を求めなければならない。まず内部圧力による応力 $\Delta\mathbf{F}_2$ を考えてみると，内部圧力は粒子の接触面の囲りに存在する水膜の表面張力によるものであり，粒子に対してはその接触面の囲りに作用し，粒子を引きつけ合わせているものである。したがつて粒子にとつて内部圧力は外部圧力と等価であると考えられる。したがつてこれらの $\Delta\mathbf{F}_1$, $\Delta\mathbf{F}_2$ は弾性球としての変形によつて釣合うものと考えられる。次にセメント物質や収着水などの結合力によつて生ずる応力 $\Delta\mathbf{F}_3$ については，この結合力は接触面において粒子を固結しているだけのものと考えられるので，$\Delta\mathbf{F}_3$ は弾性球としての変形には関係なく，粒子間の相対変位に応じてこのセメント物質内に発生する歪によつて釣合うものと考えられる。以上の観点から応力 $\Delta\mathbf{F}_j$ と歪 $\delta\mathbf{r}_j$ との関係について，応力 $\Delta\mathbf{F}_1$, $\Delta\mathbf{F}_2$ とは弾性球としての変形によつて釣合い，$\Delta\mathbf{F}_3$ はセメント物質や収着水内の歪によつて釣合うものと仮定する。

$\Delta\mathbf{F}_1$, $\Delta\mathbf{F}_2$ については高橋—佐藤理論の場合と同じように

$$\Delta\mathbf{F}_{1j}+\Delta\mathbf{F}_{2j}=k_1(\delta\mathbf{r}_j\cdot\mathbf{t}_j)\,\mathbf{t}_j \qquad (6)$$

となり，k_1 は Hertz の衝突理論によつて

$$k_1=\frac{1}{\pi\theta}\sqrt{\frac{ra}{2}} \qquad (7)$$

$$\begin{cases}P_1+P_2=(3\pi\theta)^{-1}(2r)^{1/2}\,\alpha^{3/2}\\ \theta=(\lambda+2\mu)/4\pi\mu(\lambda+\mu)\\ P_1:\ \text{粒子間に働く外部圧力}\\ P_2:\ \text{〃 毛管圧力}\\ \lambda,\mu:\ \text{粒子の物質のラーメ常数}\end{cases}$$

で与えられる。$\Delta\mathbf{F}_3$ については，さらにセメント内の歪が粒子間の歪に比例するものと仮定すれば

$$\mathbf{F}_{3j}=k_3(\delta\mathbf{r}_j\cdot\mathbf{t}_j)\,\mathbf{t}_j \qquad (8)$$

となる。比例常数 k_3 の表現がどうなるかはわかつていないが，その量は後でわかるように，内部圧力および外部圧力が無い場合の，岩石の速度から決められるものである。この比例要請が成り立つかどうかは今後の実験に待ちたいと思う。（6）（8）の式の意味，すなわちわれわれの設けた仮定の意味をさらにくだいていえば，粒子が k_1, k_3 という係数をもつバネで並列に結合されているというように考えているわけである。

したがつて（3）（4）（6）（8）式から，o 粒子とすべての接触粒子との間に生ずる仕事 ΔW は

$$\Delta W=\sum_{j=1}^{n}(k_1+k_3)(\delta\mathbf{r}_j\,\mathbf{t}_j)^2 \qquad (9)$$

となる。したがつて単位体積あたりの仕事量Uは，みかけ比重を ρ^* とすると，単位体積中に ρ^*/m 個（m： 1個の粒子の質量）の球があることになるから，

$$U=\frac{1}{2}\cdot\frac{\rho^*}{m}\Delta W$$
$$=\frac{1}{2}\cdot\frac{\rho^*}{m}(k_1+k_3)\sum_j(\delta\mathbf{r}_j\cdot\mathbf{t}_j)^2 \qquad (10)$$

となる。係数 $1/2$ は各粒子について仕事量を加え合わせると1つの接触面に生じた仕事が2回ずつ計算されるからである。（10）式が求める単位体積あたりの弾性エネルギーである。

3. （10）式の弾性エネルギーが高橋—佐藤理論の弾性エネルギーの形式に一致することを示す。$\delta\mathbf{r}_j$ の直角

坐標 x, y, z 軸への成分を δu_j, δv_j, δw_j とし，o-j 粒子間の中心線ベクトル $\mathbf{t}_j$ の x, y, z 軸への成分を t_{j1}, t_{j2}, t_{j3} とすれば歪の定義から

$$\begin{cases} \frac{1}{2r}\delta u_j = x_1 t_{j1} + \frac{1}{2}x_6 t_{j2} + \frac{1}{2}x_5 t_{j3} \\ \frac{1}{2r}\delta v_j = \frac{1}{2}x_6 t_{j1} + x_2 t_{j2} + \frac{1}{2}x_4 t_{j3} \\ \frac{1}{2r}\delta w_j = \frac{1}{2}x_5 t_{j1} + \frac{1}{2}x_4 x_{j2} + x_3 t_{j3} \end{cases} \quad (11)$$

$$\begin{cases} x_1 \equiv e_{xx} = \frac{\partial u}{\partial x}, \quad x_4 \equiv e_{yz} = \frac{\partial w}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial z} \\ x_2 \equiv e_{yy} = \frac{\partial v}{\partial y}, \quad x_5 \equiv e_{xz} = \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x} \\ x_3 \equiv e_{zz} = \frac{\partial w}{\partial z}, \quad x_6 \equiv e_{xy} = \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \end{cases} \quad (12)$$

となる。したがつて

$$(\delta r_j\ t_j)^2 = a^2 (x_1 t_{j1}^2 + x_2 t_{j2}^2 + x_3 t_{j3}^2 + x_4 t_{j2} t_{j3} + x_5 t_{j3} t_{j1} + x_6 t_{j1} t_{j2})^2 \quad a = 2r$$

となり，単位体積あたりの弾性エネルギーUは

$$U = \frac{1}{2}\cdot\frac{\rho^*}{m}(k_1+k_3)a^2 \sum_j (x_1 t_{j1}^2 + x_2 t_{j2}^2 + x_3 t_{j3}^2 + x_4 t_{j2} t_{j3} + x_5 t_{j3} t_{j1} + x_6 t_{j1} t_{j2})^2 \quad (13)$$

となる。(13) 式で

$$\begin{cases} v_0^2 = \frac{(k_1+k_3)a^2}{m} \\ k = k_1 + k_3 \\ \epsilon = \frac{m v_0^2}{2} \end{cases}$$

とおけば高橋—佐藤の表現 ((10) 式) に全く一致する。したがつてこれから先の議論は高橋—佐藤理論がそのまま成り立ち，たゞその k を

$$k = k_1 + k_3$$

とおきかえればよいことがわかる。

4. 弾性波速度を求める。以上の議論によつて，外部圧力のほかに，毛管力による内部圧力や，セメント物質・収着水などによる結合力が作用している粒状物体を伝わる縦波横波の速度 v_p^*, v_s^* は，高橋—佐藤理論において $k = k_1 + k_3$ とおいて求められる。すなわち

$$\begin{cases} V_p^* = a\sqrt{\frac{n}{10}}\sqrt{\frac{k}{m}}, \quad k = k_1 + k_3 & (14) \\ V_s^* = V_p^*/\sqrt{3} & (15) \end{cases}$$

となる。

外部から加える静水圧を P_{10} とし，この外部圧力によつて粒子間に働く力 P_1 は高橋—佐藤の場合に示されているように

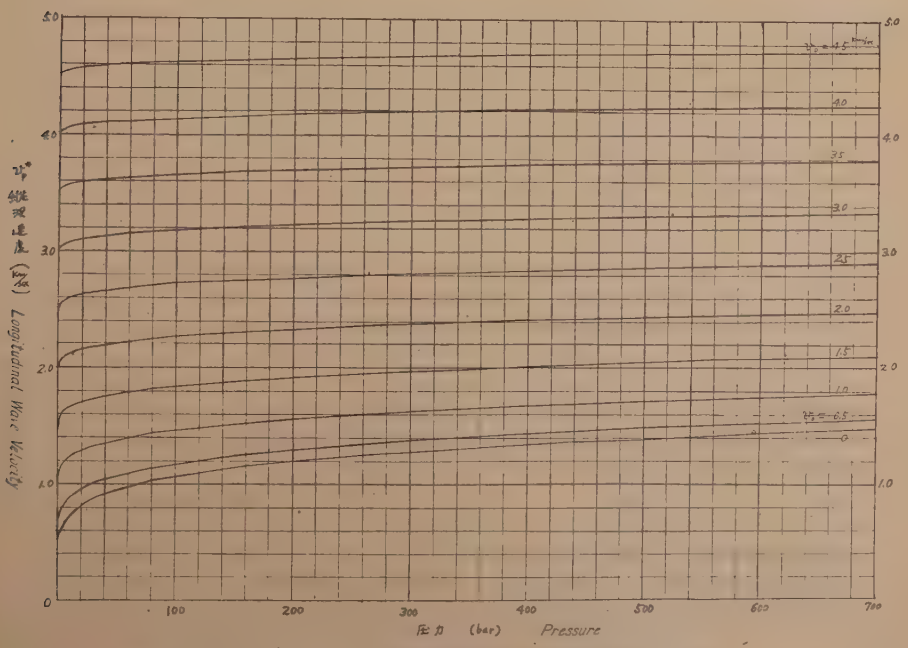
$$P_{10} = \left(\frac{n}{4\pi}\frac{P_1}{r^2}\right)\left(\frac{\rho^*}{\rho}\right)^{2/3} \quad (16)$$

となる。毛管圧力によつて粒子間に働く力を P_2 とし，この毛管圧力による内部圧力を P_{20} とすれば同様に

$$P_{20} = \left(\frac{nP_2}{4\pi r^2}\right)\left(\frac{\rho^*}{\rho}\right)^{2/3} \quad (17)$$

となる。したがつて粒子間に働く力Pは

$$P = P_1 + P_2 = B(P_{10} + P_{20}) \quad (18)$$



第 1 図　色々の v_0 をもつ粒状物体を伝わる弾性波速度の圧力による変化

Variation of Longitudinal Wave Velocity due to Pressure for Granular Substances of Various Vo

$$B=\frac{4\pi r^2}{n}\left(\frac{\rho^*}{\rho}\right)^{-2/3} \quad (18)'$$

となる。(18) を (7) に代入して k_1 を求めると

$$k_1=C(P_{10}+P_{20})^{1/3} \quad (19)$$

$$C=(3\pi\theta)^{-2/3}\ 2^{1/3}\frac{3}{2}r^{1/3} \quad (19')$$

となる。したがつて

$$k=C(P_{10}+P_{20})^{1/3}+k_3 \quad (20)$$

となる。(20) を (14) に代入すれば縦波速度が求められ

$$V_p^*=\sqrt{V_1^2+V_0^2} \quad (21)$$

$$\begin{cases} V_1^2=0.865\left(\frac{n}{10}\right)^{2/3}\left(\frac{\rho^*}{\rho}\right)^{-2/9}\left(\frac{1}{\rho}\right)^{1/3}V_p^{4/3} \\ \qquad (P_{10}+P_{20})^{1/3} \quad (22) \\ V_0^2=\frac{3n}{10\pi\rho r}k_3 \\ V_p,\ \rho:\ \text{粒子の物質の縦波速度，比重} \end{cases}$$

となる。

V_1 は高橋一佐藤理論の速度と全く等しいものであり，たゞ圧力が外部圧力と内部圧力との和になつている。したがつて，外部圧力が無い場合でも毛管圧力が増加することによつて V_1 も増加する。V_0 は外部，内部圧力がともに無い場合における速度を与えているものである。したがつて固結した砕屑岩が大気圧の下で色々の速度をもつているのはおもにこの V_0 による差であると考えられる。色々の V_0 について圧力による縦波速度の変化を図示すれば第 1 図のようになり，V_0 が小さいほど圧力による速度増加量は大きく，V_0 が大きいほど速度増加量は小さくなつている。

文 献

1) Gassmann, F.: Über der Elastizität Poröser Medien, Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellshaft in Zürich, Heft 1, 1951

2) Hughes, D.S., W. L. Pondrom & R.L. Mims: Transmission of Elastic Pulses in Metal Rods, Phys. Rev., Vol. 75, No. 10, 1949

3) Hughes, D. S.: Variation of Elastic Wave Velocity with Saturation in Sandstone, Geophys., Vol. 17, 1952

4) Iida, K.: The Velocity of Elastic Waves in Sand, 地震研究所彙報, Vol. 16, 1938

5) Iida, K.: Velocity of Elastic Waves in a Granular Substance, 地震研究所彙報, Vol. 17, 1939

6) Iida, K.: Elastic and Viscous Properties of a Certain Kind of Rock, 地震研究所彙報, Vol. 17, 1939

7) Kubodera, A.: Determination of Elastic Wave Velocities in Rocks by Means of Ultrasonic Impulse Transmission, Jour. Phys. Earth., Vol. 2, 1954

8) 河内英幸・春城清之助：北海道奈井江石炭試錐調査報告，地質調査所月報，Vol. 6, No. 12, 1955

9) 最上武雄：土質力学，岩波全書，1951

10) Oliver, J., F. Press & M. Ewing: Two-dimensional Model Seismology, Geophys., Vol. 19, 1954

11) 理工学研究所編：塑性変形の理論と応用，第 7 章，コロナ社，1950

12) Shimozuru, D.: Study on the Elasticity near the Melting Point, 地震研究所彙報, Vol. 32, 1954

13) 須藤俊男：粘土鉱物，第 3 章Ⅳ節，岩波全書，1953

14) Takahashi, T. & Y. Sato: On the Theory of Elastic Waves in Granular Substance I, II, Vol. 27, 1949, Vol. 28, 1950

15) White, J. E. & R. L. Sengbush: Velocity Measurments in Near-Surface Formations, Geophys., Vol. 18, 1953

碎屑岩を伝わる弾性波速度に関する研究

第 II 部　砂岩の石化 (Lithofication) に伴なう弾性的性質の変化について

南雲昭三郎

Studies on the Elastic Wave Velocity in Clastic Rock

Part II Progressive Change of Elastic Property through Lithofication in Sandstone

By

Shōzaburō Nagumo

Abstract

1. Introduction

As stated in part I, various information on the elastic properties such as framework, porosity and internal pressure in sandy clastic rock can be obtained by analyzing the variation of longitudinal wave velocity due to the water content. By applying this method to various sandy clastic rock, the writer investigated the progressive change of elastic property through lithofication in sandstone.

Soft siltstone is pleistocene was chosen as the young sediment and the experiment was carried on the elastic property of soft sediment 2.

Development of framework through lithofication is studied with respect to the porosity in 3, by separating the elastic wave velocity in framework itself from the water content-velocity curve. From these data, progressive change of elastic property through lithofication is examined in 4. Standing on these information, the writer discussed in 5 some problems on seismic prospecting concerning the method of the survey technique and that of interpretation.

2. Variation of elastic wave velocity with respect to water content in siltstone

The core used in this experiment was taken from the boring cores in the pleistocene formation of the Ishikari coal field. The density in water saturation is 1.81 ; the effective porosity is 47.3% ; depth of sampling is 322 m.

The experiment was carried out with the same procedure as that of Part I, and the variation of longitudinal wave velocity with respect to water content is illustrated in Fig. 1. The curve for this high porous siltstone is very similar to the curve which were obtained in undurated sandstone.

Discussion of results :

(i) Velocity increase due to enforced dried condition

Comparing the observed velocity increase with the calculated value (Table 1), of which method is described in the Appendix II of Part I, the amount of velocity increase is inferred by occurrence of the internal pressure in the matrix and cement.

(ii) Velocity in saturated water

Comparing the observed velocity variation in saturated water with calculated value

for various models, namely for the F. Gassmann's porous model of $\sigma-\bar{\sigma}$ and $\mu=\bar{\mu}$, and for the mixture model, the observed velocity variation is quantitatively explained very well by the F. Gassmann's model of $\mu=\bar{\mu}$ (Table 2). The assumption of Gassmann's model of $\mu=\bar{\mu}$ means that rigidity μ of the porous medium increased in saturated water state as the same grade as that of framework when the bulk, modulus k increases. While the assumption of Gassmann's model of $\mu=\bar{\mu}$ means that rigidity μ remains constant in water saturation condition, in spite of increase of bulk modulus. Taking these physical meaning of each assumption into consideration, the variation of poisson's ratio of the soft siltstone in sturation condition is examined.

Poisson's ratio σ is a function of μ/k, $\sigma=(3-2\,\mu/k)/(\sigma+2\,\mu/k)$, and the relation is illustrated in Fig. 2. The Poisson's ratio of the framework of soft siltstone is about 0.2～0.3 and μ/k 0.6($\sigma=0.25$), according to Dr. Iida's experiment (1940). The bulk modulus of the framework is rather small. In saturated water condition, however, the bulk modulus k of the rock increases very much due to mixture of particle and water. Therefore, $\bar{k}/k$ becomes very small. On the otherhand, rigidity μ remains constant under the assumption of $\mu=\mu$. Therefore, μ/k in saturation state becomes very small so that the Poisson's ratio approaches to 0.5. Comparison of calculated value of mixture model with the observed value will support the above interpretation.

Summarizing these considerations, we can conclude about the elasticity of high porous siltstone that i) F. Gassmann's porous model is suitable, ii) rigidity in saturated water condition is nearly the same as that of framework, iii) Poisson's ratio in that time approaches to 0.5, while that of framework is 0.2～0.3.

3. Development of framework with respect to the porosity

As the variation of the longitudinal wave velocity in saturated and partial saturated condition is quantitatively explained very well by F. Gassmann's porous model, elastic property of framework can be separated from the velocity water content curve, and the minimum velocity curve corresponds to the elasticity of the framework. In order to investigate the development of framework due to lithofication, longitudinal wave velocity was obtained by the same experiment of many other sandstone samples, which are tabulated in Table 3. As the result, longitudinal wave velocity of the framework is illustrated with respect to porosity in Fig. 3.

From this graph, we can notice such general tendency, in the framework that the velocity variation shows inverse proportion to the porosity. In the precise view, however, the variation of velocity in framework is very large even for the same porosity.

The variation range of velocity with respect to the porosity is very wide. When the porosity becomes less 20 %, the velocity in the framework seems to be rather independent on porosity. The general dependency between velocity and the porosity of the framework will be due to the compaction and cementation. The wide variation in less porous medium, however, will be due to both the texture of the rock and the quality of cementation materials.

4. Progressive change of elastic property through lithofication in sandstone

Summarizing the experimental data in Part I and Part II, longitudinal wave velocities of unsaturated and saturated framework are plotted with respect to the porosity in Fig. 4. Reference curve (1) in the Fig. 4 shows the velocity of the mixture model con-

sisting of elastic particle and water. Reference curve (2) presents the velocity of the assumed mixture model of $\sigma=0.25$. The observed longitudinal wave velocity in saturation condition is a little larger than the curve (1) at the high porous region. As the porosity decrease (50% ~ 30%), the observed velocity deviate upwards from the curve 1). When the porosity is less than about 15%, the velocity becomes larger and the development of the framework shows remarkable.

From these curves and experimental data described in this report, progressive change of elastic property of sandstone was examined and schematically summarized in Table 4. For the very young sediment, range about from 100% ~ 50%, the elastic property is mostly determined by the mixture model of elastic particle and water. As the lithofication phenomenon such as compaction and cementation, develops with reduction of pore spaces, the framework begins to develop. In the porosity range of about 50 ~ 20%, the strength of the framework is still weak. In saturated condition, the bulk modulus of the rock become large due to mixture model, while the rigidity remains nearly constant as that of framework. Therefore, in saturated ration conditions Poisson's ratio approaches to about 0.5. When the lithofication develops very much and the porosity decreases less than 20%, the elastic property of the framework becomes very strong. In saturation condition, both bulk modulus and rigidity become large, so that the Poisson's ratio does not change in such condition.

5. Consideration and remarks on seismic prospecting

On the bases of above knowledge, the writer has taken some considerations on seismic prospecting.

(1) Elastic property of low velocity layer surface

By considering the elastic property of low velocity layer surface particularly concerning the rigidity, it was remarked that the surface waves should be carefully controlled by examining the shear wave velocity in the formations.

(2) On the reflection bed

From the physical view point, the reflection horizon is merely a boundary of acoustical impedance. The elastic wave velocity is mainly controlled by the porosity and the framework, and these factors have close relation to classification and description of rock facies. Therefore, the reflection bed should be correlated first to the rockfacies.

(3) On the correlation between seismic units and stratigraphic units

Correlation procedure is schematically presented in Fig. 5. The relation between velocity layer and reflection and refraction horizon should be studied with the stratigraphic facies analysis such as sand-shale ratio, iso-pack and other analysis.

6. Summary and Conclusion

Progressive change of elastic property in sandy clastic rock was studied by carrying out the experiment on the variation of the longitudinal wave velocity in saturated condition.

As regards the elastic property of soft siltstone (porosity : 47.3%; longitudinal wave velocity in saturated condition : 1.54 km/sec in pleistocene formation. Results obtained are;

(1) Longitudinal wave velocity variation in saturation condition is controlled by

the elastic property of framework, porosity and inner pressure. The F. Gassmann's porous model of $\mu = \bar{\mu}$ seems to be suitable to such high porous siltstone.

(2) The longitudinal wave velocity in saturated state mainly depends upon the mixture model of elastic particles and water, and the velocity in partially saturated state decreases to the velocity of the framework.

(3) The shear wave velocity is determined by the elasticity of the framework, and the rigidity does not affected by the water content.

(4) Poisson's ratio in the saturated state is a little less 0.50.

As regards the development of framework through lithofication, results obtained are;

(1) As a general dependency, the longitudinal wave velocity of the framework increases as the porosity decreases.

(2) When the porosity becomes less than about 15 %, there seems to be no close relation between porosity and the strength of the framework.

From these data, progressive change of elastic property of sandy clastic rock was summarized and tabulated in Table 4.

Remarks on the seismic prospecting, from the view point of these elastic property of the elastic rock, are;

(1) Shear wave velocity should be carefully examined in the case of controlling the surface waves.

(2) Reflection bed should be correlated first to the lithofacies.

(3) Correlation procedure between seismic units and stratigraphic units is schematically illustrated in Fig. 5.

1. 緒 言

砕屑岩を伝わる弾性波速度の含有水分に伴なう変化について，第Ⅰ部においては，まず中・粗粒砂岩について実験を行い，その結果，含水飽和状態の砂岩を伝わる弾性波速度は，framework の弾性的性質と孔隙率とによつて支配されていること，含水飽和状態の砂岩の Poisson 比は framework のそれと等しいことが明らかになつた。その含有水分に伴なう縦波速度の変化についての実験が岩石の弾性的性質を調べるのにかなり役立つことがわかつたので，今回 lithofication（石化）に伴なう弾性波速度の変化を考察するために，稚い堆積物である柔い siltstone について，その実験を続けてみた。土の弾性的性質については，飯田汲事[7][8]の念入りな実験によつて，かなり明らかになつているので，今回は，飯田汲事の取り扱つたサンプルよりさらに石化の程度が進んだと考えられる第三紀滝川層の siltstone を取り扱つてみた。

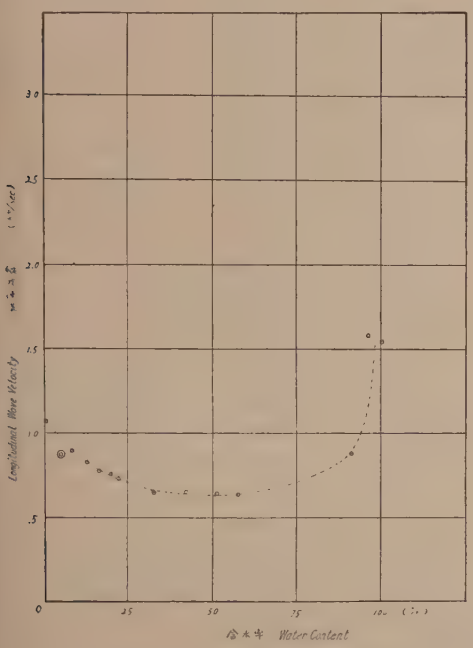
また前回の実験によつて framework の弾性的性質が縦波速度―含水率曲線から分離されることが明らかになつたので，今回さらに多くの砂岩サンプルについて同様の実験を行い framework の発達と孔隙率との関係を求めてみた。

Krumbein[12] は "Some Relation Among Sedimentation, Stratigraphy and Seismic Exploration" と題する有名な綜合報告において，石化に伴なう弾性波速度の変化についての知識が，石油開発において層位学的探鉱と地震探鉱とをさらによく結びつけるであろうことを指摘したが，最近砕屑岩を伝わる弾性波速度を支配する因子についての知識が急速に増してきた。例えば最近 E.L. Hamilton et all[5]の海底の柔い堆積物についての実験，M.R.J. Wyllie et all[23]の人工および自然の粒状物体についての実験，W. G. Hicksand J. E. Berry[6]の岩石を伝わる弾性波速度を支配する因子に対する実験，N.R. Paterson[18]の framework の分離の実験等が発表されてきた。それで今回岩石の石化に伴なう弾性的性質の変化について考察を加えてみた。

最後に，これらの知識が，地震探鉱の調査技術および解釈にどのような関係をもつか，考察を加えてみた。

2. 柔かい Siltstone についての実験および結果の検討

この実験に用いた岩芯は，第Ⅰ部と同様北海道奈井江試錐孔の岩芯のなかから選んだもので，滝川層の siltstone，採集深度 322m，含水飽和時の比重1.81，孔隙率47.3%である。実験に用いた器械は第Ⅰ部と同様である。しかし柔いコアーは含水させてから長く水に浸しておくとくずれてしまうので，あらかじめ，吸水量の時間的変化を測定し，ほゞ一定値に落ちつくまでの時間を観測しておいて，その時間だけ水に浸しておいた。このサンプルについては，真空排気した後約20分水に浸しておいたものである。



第 1 図 Siltstone について含有水分に伴なう弾性波速度の変化 ◎自然乾燥状態

Longitudinal Wave Velocity as a Function of Water Content in a Siltstone
Note: ◎ Natural Dry State

実験結果の縦波速度——含水率曲線を第1図に示す。自然乾燥状態で約 900m/sec の速度を示していた物が水分が飽和によつて，1.57 km/sec まで増加した。飽和状態における波の透過はすばらしく良い。飽和状態から少し乾燥し始めると，急激に波の透過が悪くなり，速度も急激に小さくなる。含水率約60%位でふたゝび波の透過は良くなり，以後波の透過は良く，速度も含水率50～60%以降増加の傾向をたどる。最低速度は含水率50～60%で認められ 640 m/sec であつた。強制乾燥で速度は増加し，1.08 km/sec となつた。

この siltstone は孔隙率約50%という非常に porous なものであつたが，含水率—縦波速度曲線は，固い岩石のそれと等しい傾向をもつているので，第Ⅰ部と同様に最低速度からのさらに乾燥していく部分と，飽和状態から最低速度の状態へ至る部分との2つに分て実験結果を検討してみる。

実験結果の検討

(i) 強制乾燥による速度の増加について

含水率50%から 0%に至る乾燥過程においての速度増加を，粒状物体内部に発生する内部圧力によるものかどうか検討してみる。前回の計算結果[註1]を参照すると，圧力のかゝつていない framework の速度 $V_0=500$ m/sec をもつ粒状物体の速度は，圧力 40bar, 60bar でそれぞれ1.05km/sec, 1.10km/sec に増加する。

また前回の報告において述べたように，水の表面張力によつて matrix 内部に発生する圧力は40～60bar 程度と考えられる。したがつて今回の siltstone において，$V_0=640$ m/sec のものが，乾燥状態において V dry=1.08km/sec に増加するということは，このように孔隙率約50%という porous なものについても粒状物体のモデルが適用されることを示しているものと思われる。

第1表 強制乾燥による縦波速度の増加観測値と観測値の比較

Longitudinal Wave Velocity Increase due to Forced Dry Comparison of Observation with Computation

	観測値 observed value	計算値 computed value	
Framework の速度 V_0	640 m/sec	500 m/sec	
pressure		40 bar	60 bar
乾燥状態の速度 velocity in dry	1.08 km/sec	1.05km/sec	1.10 km/sec

(ii) 飽和状態の速度について

Framework を伝わる弾性波の速度 $\bar{v}$ として最低速度をとり，すなわち，$\bar{v}=0.64$km/sec として Gassmann の理論[4] によつて飽和状態の速度を計算すると，$\mu=\bar{\mu}$ の仮定のもとでは Vsat=1.56 km/sec となり $\sigma=\bar{\sigma}$ の仮定のもとでは Vsat=2.00 km/sec となる。すなわち，飽和状態の剛性率が framework のそれと変わらない

註1) 第Ⅰ部補足 II 参照

第 2 表 含水飽和状態の縦波速度

観測値と Gassmann Model, Mixture Model についての計算値との比較

Longitudinal Wave Velocity in Water Saturation State Comparison of Observation with Computation on Various Models

飽和状態の縦波速度
longitudinal wave velocity in saturation state

観測値 observed value	計算値 calculated value	v—0.64km/sec n—47.3 %	
	Gassmann's porous model		mixture model
	$\mu=\bar{\mu}$	$\sigma=\bar{\sigma}$	
1.54 km/sec	1.56km/sec	2.00km/sec	1.48km/sec

という仮定 ($\mu=\bar{\mu}$) のもとでは，計算値は観測値に非常に良く一致しているが，飽和状態のポアソン比が，framework のそれと変わらないという仮定 ($\sigma=\bar{\sigma}$) —さらに補足すれば含水飽和によつて体積弾性率 k が水分の影響をうけて framework の $\bar{k}$ より増加するとともに剛性 μ も同じように増加するという—仮定のもとでは，計算値は，実験値より非常に大きくなる。次に，framework を考えないで，弾性粒子と水の混合物としてのモデルを考えると圧縮率の加法定理から飽和状態の速度を計算してみると，V=1.48 km/sec となり，計算値は実験値に較べて，僅かに小さくなつてくる。これは，siltstone の飽和状態には，やはり framework の影響がはいつていることを示しているものと考えられる。

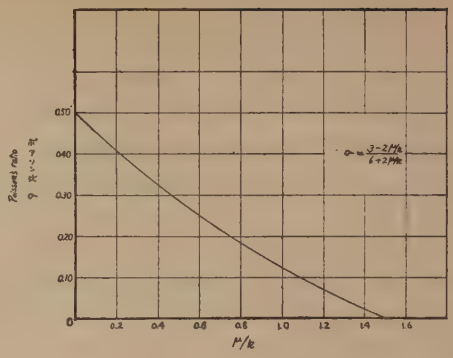
前回の孔隙率 5～15%程度の中・粗粒砂岩についての実験においては，Gassmann Model の $\sigma=\bar{\sigma}$ の仮定の方が，計算値と実験値と一致していたが，今回孔隙率の 50%程度の柔い siltstone については $\mu=\bar{\mu}$ の仮定の方が，適合している。このことは含水飽和に伴なう剛性率の変化は，孔隙率の大小によつて異なることを示しているものと考えられる。剛性率の変化を吟味するについては，目下横波速度を観測する装置を研究中なので後日実験を続けたいと思つている。

柔い堆積物の弾性的性質について，もう少し考察を続けてみよう。ポアソン比 σ を μ/k で表わすと

$$\sigma=\frac{3-2\,\mu/k}{6+2\,\mu/k}$$

となり σ と μ/k の関係を図示すると，第 2 図のようになる。

柔い堆積物の framework のポアソン比は，飯田汲事の実験[7]を参照すれば，0.25～0.3 程度と考えられ，



第 2 図 ポアソン比と μ/k との関係
Poisson's Ratio as a Function of μ/k

したがつて $\bar{\mu}/\bar{k}=0.6$ ($\sigma=0.25$) 程度と考えられる。含水飽和の状態になると，体積弾性率 k は水と構成弾性粒子との混合物としての影響が加わつて大きくなり，framework の体積弾性率 $\bar{k}$ が小さいので，その比 $\bar{k}/k$ は非常に小さくなる。今回のサンプルには，$\bar{k}/k=0.07$ となる。一方剛性率について，もし，含水飽和状態においても framework のそれと変わりない。すなわち $\mu=\bar{\mu}$ と仮定すれば，飽和状態の μ は k に較べて非常に小さくなるので，μ/k はまた非常に小さくなり，今回のサンプルについては $\mu/k=0.04$ となる。したがつて飽和状態のポアソン比は第 2 図からみられるように 0.5に近い値をもつことになる。今回のサンプルについては，$\sigma=0.48$ となる。すなわちポアソン比 0.25 の framework が，含水飽和状態ではポアソン比 0.5に近ずいていく。水と弾性粒子との混合物モデルについての計算値が実験値に較べて少し小さいがかなり合つているということは，このサンプルの飽和状態におけるポアソン比が，0.5に近いためと考えられる。

もし剛性率の含水による変化が，体積弾性率の変化と同じ程度であると仮定すれば，計算値が，実験値に較べて非常に大きくなることは第 2 表に示している通りである。したがつて，剛性率の含水飽和による変化については，まだ実験的に充分には確かめられてはいないが，これらの考察によつて framework の剛性率と含水飽和状態のそれとはそれほど大きい変化はないことが推定される。

以上の考察を要約すると孔隙率の大きい siltstone についても i) Gassmann の粒状物体のモデルが適合すること，ii) Framework の剛性率と飽和状態のそれとは，ほぼ同程度であること，iii) したがつて0.25～0.3 程度の framework のポアソン比が飽和状態ではポ

第3表 実験に用いたコアサンプルと，観測値と実験値との比較

Rock Specimens used in the Experiment and Comparison of Observed Value with Theoretical Value

コアーの番号 number of specimen	岩石の種類 description	最大含水状態の見掛比重 density (saturation)	有効孔隙率 effective porosity (%)	縦波速度の観測値 (observed value) longitudinal wave velocity 飽和状態 (saturation) (km/sec)	乾燥状態 (dry) (km/sec)	最低速度 (minimum) (km/sec)	F. Gassmann 理論による計算値 $\mu=\bar{\mu}$ (km/sec)	$\sigma=\bar{\sigma}$ (km/sec)
C— 1	中・粗粒砂岩 古第三系	2.58	7.2	3.66	2.79	2.43	3.09	3.70
C— 3		2.52	8.1	3.69	2.94	2.63	3.15	3.70
C— 5		2.45	10.9	3.78	2.73	2.41	3.02	3.55
C— 6		2.60	6.2	3.33	1.91	1.67	2.97	3.70
C— 8		2.58	6.5	3.86	2.56	2.30	3.20	2.82
C—10		2.54	8.3	3.70	2.46	2.29	3.10	3.62
B—14		2.52	7.8	3.70	2.59	2.17	2.95	3.58
B—15		2.44	12.8	2.98	1.81	1.30	2.45	3.00
B—16		2.52	6.4	3.76	2.68	2.68	3.35	3.85
B—20		2.42	13.1	2.84	2.14	2.00	2.73	3.25
B—25		2.46	11.8	3.43	2.74	2.61	3.10	3.48

註： 中・粗粒砂岩 (sandstone)； 北九州 Miocene； 深度 (depth) 200～600 m

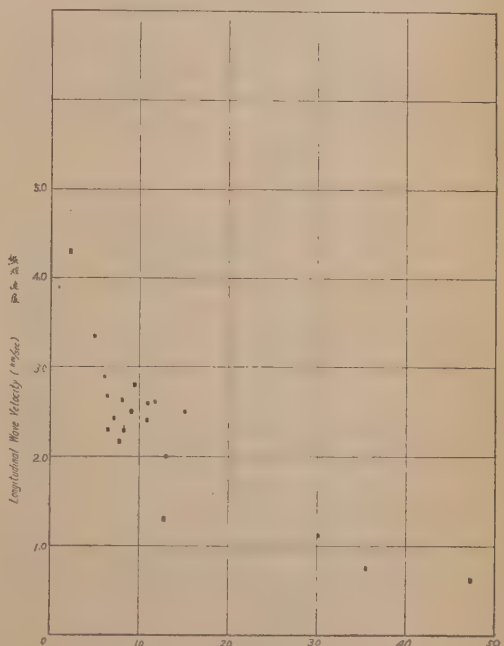
ソン比 0.5に近づいてゆくことが推定される。

3. Framework の強さと孔隙率との関係について

前回の砂岩についての含水実験において部分的含水状態の最低速度から含水飽和状態への速度増加量が，Gassmann のいわゆる Porous medium の理論によつて良く説明されることがわかつた。すなわち飽和状態の速度が framework の体積弾性率 $\bar{k}$, 孔隙率 n, 液体の体積弾性率 $\tilde{k}$ によつて支配され，最低速度が，framework の $\bar{k}$ に対応していると考えると，実験値と理論値が非常に良く一致することがわかつた。それで今回，lithofication に伴なう速度の変化を調べるために，さらに多くのサンプルについて，前回と同様な含水実験を行いその縦波速度——含水率曲線から最低速度を求め，framework の発達と孔隙率との関係を調べてみた。含水実験に用いたサンプルは，第3表に示した通りである。

最低速度と孔隙率との関係を第3図に示した。

第3図から framework の速度は孔隙率が小さくなるほど大きくなるという一般的傾向が見受けられる。しかし細かにみると framework の速度の変動はかなり大きく，孔隙率が5～15%の間では framework の速度と孔隙率との関係は，むしろ無関係と考えた方が良いと思われる。framework の速度が，孔隙率が小さくなるほど大きくなるという一般的傾向は compaction, cementation が発達するとともに，framework が形成されているという傾向を示しているものと考えられる。孔隙率に対する framework の速度の変動がかなり大きく，またある程度孔隙率が小さくなると，framework の速度が孔隙率と無関係になるということは fra-

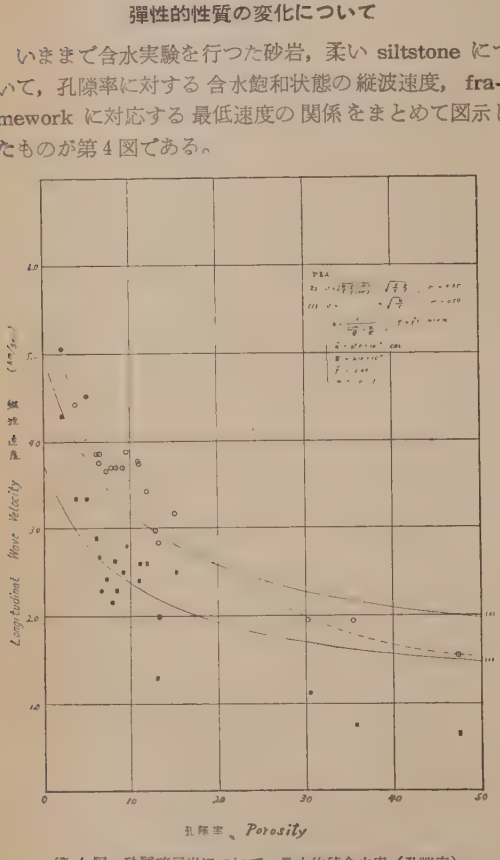


第 3 図 Framework を伝わる縦波速度と孔隙率との関係
Longitudinal Wave Velocity in Framework versus Effective Porosity

mework の速度というものが，cementation の質と量とに大きく依存するためであろうと思われる。すなわち，砂岩のセメント物質が calcalious であるか silicious であるということは，その孔隙率に対しては，大きな差異を持たないが framework の強さに対しては，大きな差異がでてくるというようなことを意味しているのであろう。

4. Lithofication（石化）に伴なう弾性的性質の変化について

いままで含水実験を行つた砂岩，柔い siltstone について，孔隙率に対する含水飽和状態の縦波速度，framework に対応する最低速度の関係をまとめて図示したものが第 4 図である。



第 4 図 砂質碎屑岩について，最大体積含水率（孔隙率）と縦波速度との関係
■ Framework ◎ 飽和状態 (Saturation state)
Longitudinal Wave Velocity Versus Effective Porosity in Sandy Clastic Rock

孔隙率 0～20%のコアーサンプルは，古第三系の中・粗粒砂岩であり孔隙率約30%のサンプルは，新第三紀顕城層群の siltysand であり，孔隙率約50%のサンプルは滝川層の siltstone である。

縦波速度を体積弾性率 k，ポアソン比 σ で表わすと，

$$V=\sqrt{\frac{k}{\rho}\,\frac{3(1-\sigma)}{1+\sigma}} \qquad (1)$$

$$k=\hat{k}\frac{\tilde{k}+Q}{\hat{k}+Q},\quad Q=\frac{\tilde{k}(\hat{k}-\bar{k})}{n(\hat{k}-\tilde{k})} \quad \text{(Gassmann)} \qquad (2)$$

$$k\approx\bar{k}+\frac{1}{\dfrac{1-n}{\hat{k}}+\dfrac{n}{\tilde{k}}} \quad \text{(White)} \qquad (3)$$

$$\rho=\hat{\rho}(1-n)+n$$

$$\begin{cases} - : \text{Framework} \\ \wedge : \text{Material} \\ \sim : \text{Water} \end{cases}$$

となる。体積弾性率 k については Gassmann の porous medium の理論によれば（2）式のようになり，近似的には White[21] が示したように（3）式となる。（3）の第 2 項は圧縮率の加法定理の成り立ついわゆる mixture model に相当するものである。水と弾性粒子との mixture model について，孔隙率と縦波速度との関係を計算したものが，第 4 図の曲線（1）である。次に framework が発達してくると，粒状物体のポアソン比が，0.5からだんだん小さくなつて行くと考えられるので，その mixture model からの偏倚を見易くするために，mixture model においてポアソン比が 0.25の場合，すなわち剛性率が体積弾性率と同程度に発達した場合について計算したものが，第 4 図の曲線（2）である。

さて含水飽和状態の縦波速度の実験値とこれらの曲線との関係をみてみると，孔隙率50%程度では曲線（1）に近い値となつているが，孔隙率が小さくなるにつれて，次第に曲線（1）から離れて行く。そして孔隙率が20%以下になると，曲線よりさらに大きくなつてきている。この孔隙率の変化に伴なう弾性的性質の変化を砕屑岩の石化（lithofication）という観点から少しく考察してみよう。

沈積（deposition）後の非常に稚い堆積物については Hamilton et all[5] の海底の堆積物に関する研究に報告されているように，液体と弾性粒子との mixture model が成り立つているようである。次に少しく compaction を受けて，孔隙率が 50 %程度になつてくると，飯田汲事[7] の沖積土に関する実験，R.A. Paterson[18] の実験，第 2 章の soft siltstone についての実験で示されるように，frameworf が発生してくる。その含水飽和状態における弾性的性質を考えてみると，framework の体積弾性率がまだ小さいため，液体と構成弾性粒との混合物による体積弾性率は framework のそれよりも大きくなつている。（3）式でいえば，第 1 項に較べて第（2）項の方が大きくなつている。また剛性率を考えてみると，framework 自身は，飯田汲事の実験からわかるように，ポアソン比0.25～0.3 程度の剛性率をもつていると思われるが，含水飽和状態ではその剛性率は framework のそれと同程度（$\mu=\bar{\mu}$）と考えられる（第 2 章参照）。

第4表 石化に伴なう砂質砕屑岩の弾性的性質の変化

Progress Change of Elastic Property Through Lithofication in Sandy Clastic Rock

孔隙率 porosity	Framework の弾性 elasticity of framework	含水飽和状態の弾性 elasticity in water saturation state
100%		
≀	$\bar{k}=0,\ \bar{\mu}=0;\ \bar{\sigma}=0.5$	$k=\dfrac{1}{\dfrac{1-n}{\hat{k}}+\dfrac{n}{\tilde{k}}},\ \mu=0;\ \sigma=0.5$
50%		
≀	$\bar{k}>0,\ \bar{\mu}>0;\ \bar{\sigma}<0.5$	$k\approx\bar{k}+\dfrac{1}{\dfrac{1-n}{\hat{k}}+\dfrac{n}{\tilde{k}}}\quad \mu=\bar{\mu};\ \sigma\lesssim 0.5$
20%		
≀	$\bar{k}\gg 0,\ \bar{\mu}\gg 0;\ \bar{\sigma}\approx 0.25$	$k=\hat{k}\dfrac{\bar{k}+Q}{\hat{k}+Q}\quad \mu>\bar{\mu},\ \sigma=\bar{\sigma}\approx 0.25$
0%		$Q=\dfrac{\tilde{k}(\hat{k}-\bar{k})}{n(\hat{k}-\tilde{k})}$

備考 ∧: Material ～: Liquid −: Framework

すなわち砕屑岩の内部に飽和した液体は，体積弾性率に対しては，mixture（混合物）として非常に大きく寄与するが，剛性率に対してはあまり影響を及ぼさないと考えられる。したがつて framework が発生してきてもまだ弱い状態では，含水飽和におけるポアソン比は，混合物状態（$\sigma=0.5$）からそれほど大きく偏倚しないと考えられる。したがつて縦波速度は，mixture model の曲線（1）にそつて，曲線（1）よりやゝ大きい速度をもつて compaction を受けて行くであろう。そして compaction を受けて孔隙率が小さくなるにつれて，framework の発達も強くなり，飽和状態のポアソン比も 0.5から離れ，次第に曲線（1）から上の方へ離れて行くのであろう。

次にある程度 compaction, cementation が発達して，孔隙率が約20％以下になつてくると，第4図の framework に対応する最低速度（第4図■印）の実験値にみられるように framework の体積弾性率，剛性率が大きくなり，混合物によるそれらと同程度になつてくる。そしてさらに前回の報告（第Ⅰ部 4.）に述べたように飽和状態においても，ポアソン比は framework のそれと変化せず（$\sigma=\bar{\sigma}$），0.25程度になり，飽和された液体は混合物モデルにしたがつて，体積弾性率を増加させるとともに，剛性率についても体積弾性率と同程度に増加するようである。したがつて含水飽和状態の縦波速度は，ポアソン比を 0.25とした mixture model（曲線2）にさらに framework の弾性的性質が加わつて，曲線（2）より大きい値をとつてくる。以上のことを要約して表現すると，第4表のようになる。

5. 地震探鉱への考察

以上，弾性波速度の含有水分に伴なう変化を手懸かりにして，砕屑岩を伝わる弾性波速度を支配している因子や，石化に伴なう弾性的性質の変化について研究を行つてきたが，そこに得られた諸結果が，地震探鉱の調査技術や，解釈などにどのように関係するか，少しく考察を加えてみたいと思う。

（1）表面低速度層の性質

沖積平原の第1層を形成している柔い堆積物は，framework が僅かに形成された弾性粒子と水との混合物として考えられる。それを伝わる縦波の速度は，含水飽和状態では，構成している粒子の弾性的性質と孔隙率とに大きく依存している。部分的含水の状態では framework によつて決る速度まで変動する。一方横波の速度は含有水分の飽和と否とに無関係であり，framework の強さに依存している。したがつてポアソン比は部分的含水の状態では0.25～0.3 程度であつても，飽和状態では，0.5に近い値となつてくる。

柔い堆積物についてのこれらの弾性的性質は，反射法において良い S-N 比をうるために，爆発方法や，受振器の設置法などを制御する際に，充分考慮される必要があると思われる。例えば弾性波の発生において媒質のポアソン比が，発生する弾性波の波形に大きい役割をしめていることを最近 C. W. Dix[3] が指摘している。また noise の1つをなしている表面波について，多孔爆発法や群設置法などによつて除去して行く色々の操作が研究されてきているが，その際表面波の性質を支配している横波の速度および速度境界を充分注意しなければならな

いと思う。筆者はこれまで，縦波速度から安易に，ポアソン比を 0.3程度として横波の速度を推定したり，縦波の速度境界をそのまゝ横波の境界と考えたりしていたが，これらは非常に不確かであると思われる。

例えば，横波の速度は framework の剛性からのみ決るとすると，いままで考えられていた値より案外ずつと小さいのではなかろうか。そうすると表面波の波長も短いものであり，多孔爆発や群設置の制御に大きく影響してくるものと考えられる。最近横波の測定法が J. E. White[22]や R. N. Jolly[10], E. D. Riggs[19] などによつて行われているが，まだ現場で簡単に実施するまでに至つていない。したがつて，横波の測定を現場で簡単に行えるような方法を実用化することによつて，一方では表面波に対する正確な判断を得るとともに，一方ではその対策が行えるよう努めて行かねばならぬと思う。

（2）反射面について

地震探鉱反射法によつて得られた反射面が，地質学的に何を意味するかという問題は，地震探鉱結果の解釈や調査計画および良い反射記録を得るという技術にとつて，最も重要な問題の1つであり，最近わが国においても多くの石油地質学者の関心を受けてきている。

反射面というものは，物理的には，音響インピーダンスの変化する境界面と考えられる註2)。しかし砕屑岩の縦波速度は第4図に示されるように孔隙率が小さくなるほど大きくなり，その値はおもに，孔隙率と framework の弾性によつて支配されている。砕屑岩の密度や孔隙率については L.F. Athy[1]の研究からも解るように，泥岩については深度に従つて指数函数的に変化するという一般的傾向が認められるが，細かにみると，あるいは，その他の砂質の砕屑岩についてみると，同じ地史（geological history）を経ていると思われる1つの formation 内部においても密度や孔隙率はかなり変動している。この点については，最近 W.G. Hicks[6], M.R. J. Wyllie[23] らが，速度検層で得られた地層内の速度変動は孔隙率の変動に良く対していることを報告している。弾性波速度がおもに孔隙率や framework によつて支配されることを考えれば，1つの堆積単元（stratigraphic unit）内部においても，弾性波速度が水平的にまた垂直的に色々変化しているということは，地質学的にも当然のことと考えられよう。

例えば，新第三系の formation の内部において凝灰質単層が発達したり，あるいは粒度分布の変化が起つたり，あるいはセメント物質が石英質，あるいは石灰質に変化したりすることはありふれたことと考えられている。そして，これらの変化を，地質学的には，岩相（lithofacies）というものを使つて分類記述している。これらの岩相というものは，孔隙率や framework また texture に密接な関係を持つている。したがつて弾性波速度と密度との積である音響インピーダンスの境界に相当する反射面というものは，孔隙率や framework を媒介にして，地質学的な岩相にまず対応してゆくものであろうと考えられる。したがつて反射断面図というものから，層序岩相単元（Time Rock Unit）あるいは岩相単元（Rock Unit）についての知識を得ようと欲する場合には色々の岩相解析（lithofacies analysis）とそれら単元との関係を再吟味しながら，検討していたゞきたいと思う。例えば，新潟県二本木地域における地震探査反射法によつて得られた第1反射面は，泥岩層中に発達した安山岩質凝灰岩に対応し，第2反射面は，泥岩質地層から，凝灰色砂岩と泥岩層との互層の地層への境界面に対応していることが，試錐および，試錐コアーを用いた速度検層によつて判明してきている[17]。

（3）速度層について

地震探鉱屈折法は地層を速度によつて区別するという性質を持つているため，わが国においては盛んに実施され将来もさらに広く利用されるものと思われる。縦波速度と層序岩相単元との対比は，石炭地域については，飯田[9]，栗原[13]によつてまとめられて，屈折断面図の地質的解釈に広く利用されている。しかし最近関東平原下における石油胚胎の可能性を吟味するために，屈折法による地震探鉱が実施されるにあたり，新第三系内の地層区分に対して，上述の対比の概念をそのまゝ外挿することによつては，地層と速度層との対比がうまく行かないことが，指摘されてきている[15][20]。

速度層の意味や，その地層との対比の問題点については，金子[11]が論理的に明快に分析しているが，その速度層についての考察を，今回の実験および最近報告されている種々の資料によつてさらに拡張してみたいと思う。

弾性波速度が均質な地層というものが，まず存在しないことは，最近の Wyllie[23], Hicks[6] あるいは，二本木[17]，伊王島[16]，奈井江[2] 等の速度検層によつてほゞ問題のないことと考えられる。縦波速度というものが，孔隙率，framework によつて支配されることを考えれば，孔隙率，framework の均質な地層がまず存在し

註2) 音響インピーダンスとは密度と弾性波速度との積である。したがつて縦波速度が等しくとも，密度の異なる境界面からも反射があることが，松沢[14]によつて指摘されている。またどの程度に薄い異なつた速度層において，現在普通に使われている弾性波の周波数に対して，反射波が期待されるかということについては，きわめて初等的ではあるが1つの考察を加えてみたので文献17を参照されたい。

いということは，堆積学的にも，当然のことと考えられよう。

屈折法の初動走時曲線から得られる縦波速度は，それに対する速度をもつた地層が，存在していることを意味するだけであつて，その厚さについては，下部の速度層の深度計算を行うにあたつて計算の便宜上仮定されたものにほかならない。したがつて2つの速度境界に挟まれる区間が1つの速度層として認められるか，またその区間の平均速度が屈折法の初動走時に対応する速度に対応するかどうかは，金子も指摘しているように well shooting あるいは速度検層のような別の測定によつて判定せねばならなぬことである。したがつて屈折断面図の地質的解釈に際しては，まず屈折面が地質的な何に対応するかを吟味し，well shooting その他の方法による速度層の判定を行つて，その速度層が岩相的に何に対応するかを吟味し，それから層序岩相単元との対応を吟味すべきであろう。その際，砂泥比や等層厚線図その他種々の堆積相解析 (sedimentary facies analysis) と速度また速度層とを結びつけているものは，孔隙率，密度，framework, texture などの岩石の物理的性質と砕屑岩の岩石学的性質であろうと思われる。

弾性波速度の境界というものが，岩相上からも明瞭に層序岩相単元の境界に対応している場合には，上記の手続をある程度省略しても，たいした問題が起らないと思われるが，対比の手続は充分理解されている必要があると思われる。対比の手続きを模式的に表わしてみると第5図のようになると思われる。

筆者はこのような過程をふむことによつて，地震探査の諸結果というものが，堆積学的な探査にも有効に利用されうるものと信じている。

6. 要約および結論

含有水分に伴なう弾性的速度の変化が，弾性的速度を control している factor を調べるのに非常に有効であることがわかつたので，この方法によつて石化に伴なう砂質砕屑岩の弾性的性質の変化を調べてみた。すなわち，前回の中・粗粒砂岩に引続き，今回は，新第三系滝川層の柔い siltstone について同様な，含有水分に伴なう縦波速度の変化について実験を続けた。

その結果 (1) この程度に柔い (孔隙率，47.3%，飽和状態の縦波速度1.54km/sec) 砕屑岩についても，固まつた中・粗粒砂岩と同じように，含水飽和状態から乾燥状態への速度変化は，framework と孔隙率と内部圧力とによつて支配されること，(2) その縦波速度は，飽和状態では，おもに構成弾性粒子と水との混合物モデルによつて定まり，部分的含水の状態では framework の速度まで小さくなること，(3) その横波速度は framework によつて定まり，含水の多少に関係しないこと，(4) したがつて飽和状態でのポアソン比は，0.5に近い値になること等がわかつた。

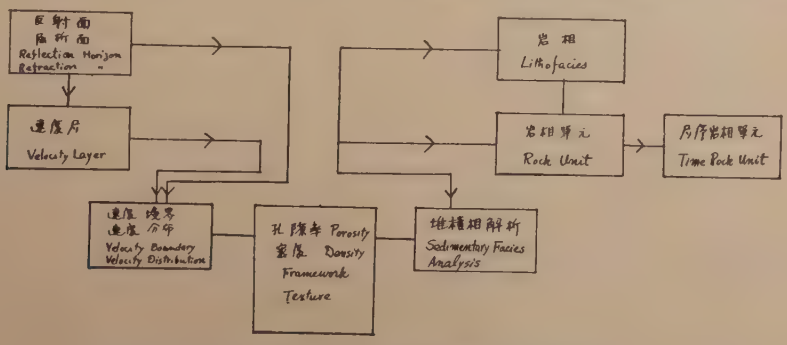
次に縦波速度—含水率曲線から framework が分離されるのでさらに多くの試料についての実験を行い，孔隙率の変化に伴なう framework の発達の様子を調べてみた (第3図)。その結果

(1) 孔隙率と framework の強さとの関係は変動が大きいけれども，一般的に，孔隙率が小さくなるにつれて，framework の強さが大きくなる傾向が認められ，(2) ある程度孔隙率が小さくなると (約20%以下) framework の強さと孔隙率とは無関係になることがわかつた。

前回と今回の資料から石化に伴なう砕屑岩の弾性的性質の変化を要約すると，第4表に示すようになる。

以上の諸結果が，地震探鉱の調査技術や解釈についていかに関係するか考察して，

(1) 反射法における noise の1つになつている表面波について，その性質を決定する横波速度は案外小さ



第 5 図 地震探鉱結果の地質的解釈の模式的手続
Schematic Diagram of Correlation Procedure Between Seismic Units and Stratigraphic Units

いのではなかろうか。

(2) 反射面は岩相 (lithofacies) にまず対応するのではなかろうか。

(3) 反射面，屈折面，速度層等の地震探鉱の結果を地質的に解決する場合には第5図に示されるような過程を通るべきではないか。

というようなことが考えられた。

謝 辞 この稿を終わるにあたり，終始御指導と御検討をいただいた名古屋大学飯田汲事博士に厚く感謝の意を表わしたい。

文 献

1) Athy, L. F.: Density, Porosity and Compaction of Sedimentary Rocks, Vol. 14, No. 1, 1930
2) 物理探査部：奈井江試錐コアを用いた速度検層，地質調査所，(未発表)
3) Dix, C. W.: The Mechanism of Generation of Long Waves from Explosions, Geophys., Vol. 20, No. 1, 1955
4) Gassmann, F.: Uber der Elastizitat Poroser Medien, Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gessellshaft in Zurich, Heft 1, 1951
5) Hamilton, E. L., et al.: Acoustic and other Physical Properties of Shallow-water Sediments Off San Diego, Journal of Acoustical Society of America, Vol. 28, 1956
6) Hicks, W. G. & J. E. Berry: Application of Continuous Velocity Logs to Determination of Fluid Saturation of Reservor Rocks, Geophys., Vol. 21, 1956
7) Iida, K.: On the Elastic Property of Soil, Particularly in Relation to its Water Content, 地震研究所彙報, Vol. 18, 1940
8) 飯田汲事：丸ノ内における地表上の弾性と収縮性とについて，地震研究所彙報，Vol. 19, 1940
9) 飯田汲事外5名：本邦炭田における地震探鉱調査結果の総括，物理探鉱，Vol. 4, No. 2, 1954
10) Jolly, R. N.: Investigation of Shear Waves, Geophys., Vol. 21, 1956
11) 金子徹一：屈折法の適応性とその限界(3)，物理探鉱，Vol. 7, No. 2, 1954
12) Krumbein, W. C.: Some Relation Among Sedimentation, Stratigraphy and Seismic Exploration, Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Vol. 35, No. 7, 1951
13) 栗原重利：宇部海底炭田の地震探査並に炭田の速度層の解釈，九州鉱山学会誌，Vol. 22, No. 3, 1954; Vol. 22, No. 4, 1954
14) 松沢武雄：弾性波の反射および屈折，地質鉱床と物理探鉱(下)，1950
15) 村岡秀記：多古茂原地区地震探鉱調査報告，地質調査所，(未発表)
16) 南雲昭三郎：伊王島試錐コアを用いた速度検層，地質調査所，(未発表)
17) 南雲昭三郎：二本木R 1の試錐コアを用いた速度検層，地質調査所，(未発表)
18) Paterson, N. R.: Seismic Wave Propagation in Porous Granular Media, Geophys., Vol. 21, 1956
19) Riggs, E. D.: Seismic Wave Types in a Borehole, Geophys., Vol. 20, 1955
20) 品田芳二郎：関東南部地震探鉱結果の地質的解釈，地質調査所，(未発表)
21) White, J. E. & R. L. Sengbush: Velocity Measurments in Near-Surface Formations, Geophys., Vol. 18, 1953
22) White, J. E., S. N. Heaps & P. L. Lawrence: Seismic Waves from a Horizontal Force, Geophys., Vol. 21, 1956
23) Wyllie, M. R. J., et al.: Elastic Wave Velocities in Heterogeneous and Porous Media, Geophys., Vol. 21, 1956

資　料

539.32 : 552.1

温度と相関関係のある岩石の弾性係数の研究*

M. P. Volarovich, A. S. Gurvich

小　西　善　治訳

岩石試料に及ぼす高温，高圧の同時的作用の実験は，地殻内の条件を模して行われているので，地震理論の発展と関連して興味ある。しかしこの種研究はきわめて困難である。高温，高圧下における岩石の剪断係数に関する Birch, Bancroft の研究，超音波パルス方式によって行われた試料，岩石の弾性波速度に及ぼす高温，高圧の影響に関する Gross の研究は有名である。ある種の研究は，室温下の圧力と岩石の弾性係数との相関関係を追跡し，ある種のものは，大気圧下の高温度影響を研究している。

この種研究は周知のように少ない。とくに高温，高圧下における試料岩石の振動の減衰効果に関する研究はきわめて少ない。もちろんこの問題は地震探査にとって重要である。したがって岩石の弾性係数に及ぼす高温の影響と熱の吸収性質との研究は興味がある。

上述の目的で試料棒の変形振動の共振周波数測定を基にして，ヤング率を決定する音響法（acoustic method）を選んだ。この動力学的方法は，精度が高いので，高温領域における研究に適する。A.S. Gurvich は 1,000° までの温度の下でほうろう質製品および他の窯業製品の弾性係数と減衰曲線との研究にこの方法を使用した。現在音響方法は，とくに高温下の金属の弾性性質の研究に広く使用されている。ヤング率および剪断係数の動力学的研究方法の変形したものが 2，3 知られている。Crendall と Ging とは，高温下で耐火材料の弾性係数の測定にこの動的方法を使用している。しかしこれらの方法は，多くの場合室温と標準圧下の岩石の研究に利用されている。凝固時における岩石溶融液の転位係数を決定する特殊な方法は Volarovich が研究した。

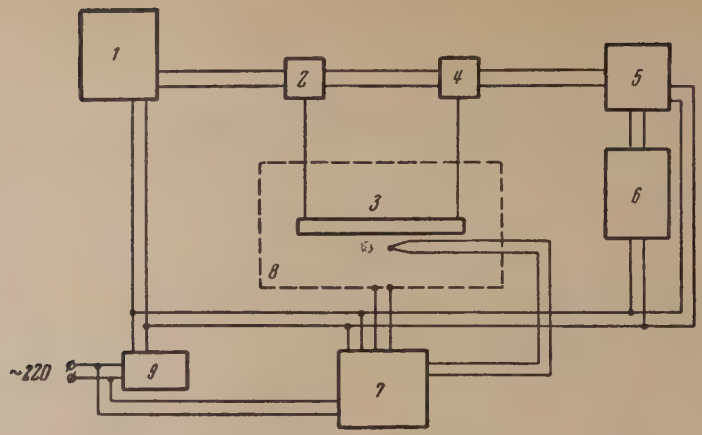
研究装置と方法

岩石実験には第 1 図に示されてある Gurvich の装置を使用した。まず縦断面 11× 0.8× 0.7 cm（あるいはそれに近い大きさ）の棒につくられた岩石試料の末端はループ状の細いニクロム線の pickup 中にはめこむ。次にこの試料は，分解できる電気炉―これには熱制禦装置が取り付けられてある―中に水平に置かれる。たゞしこの場合，電気炉はあらかじめ加熱しておく。pickup は試料棒の支えになるとともに，試料と振動励起装置とを結びつける役割を果す。特殊実験によると，試料の目方 8 ～10 g で温度 1,000° の下で信頼度の高い最良 pickup 材料は，直径 0.03 mm のニクロム線であつて，それより目方の重いものでは 2 重に合わしたものを使用した。以下に述べる実験は，温度を step-like にあげて行われた。この場合試料は共振周波数が一定値になるのに必要なある時間の間，一定の温度のもとにおかれた。

振動励起装置は普通の動力学的振動を電気力学的振動に変換する変換装置に役立つた。受容装置としては，電磁式音受振装置の作動に成功した。この装置には Needle の代りに軽いアルミナ製の hook を挿入した。この hook に pickup の loop をはめ込んだ。励起装置と受振装置とは電気炉外に取り付けられた。2 つのこの種電気力学的変換装置は，特殊の遮蔽装置（このなかには水が循環するようになつている）によつて炉の温度輻射を防止した。

---

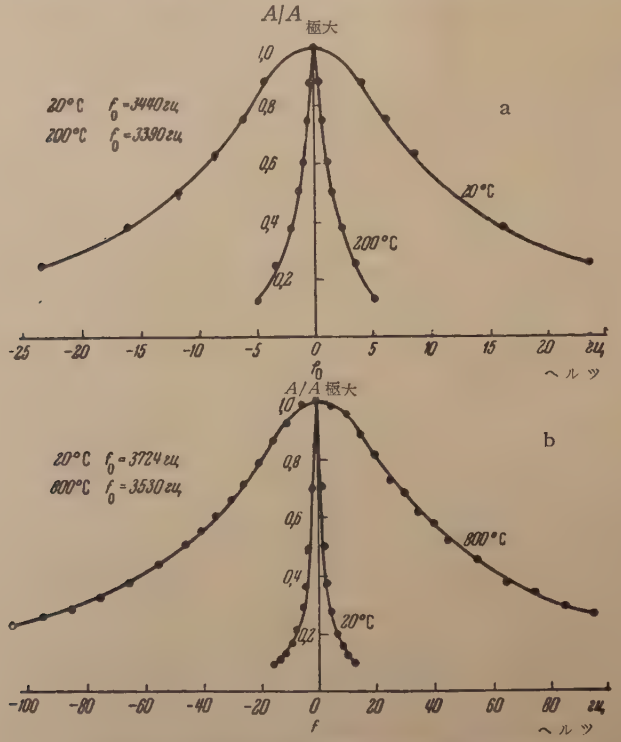
* Воларович, М. П. & А. С. Гурвич: Исследование динамического модуля упругости горных пород в зависимости от температуры, Известия академии наук СССР, Серия геофзическая, No. 4, 1957



第1図 弾性係数測定用装置のブロック様式
1. 音波発生装置 2. 変換，励起装置 3. 試料 4. 受振装置 5. 増幅装置
6. 陽極オシログラフイ 7. 熱制禦装置 8. 炉 9. 応力安定装置

振動源としては，3 g—2 A型音響発振器が用いられ，振動数を変えて，試料の共振曲線を決定した。受振装置は増幅装置に接続されたが，indicatorとしては陽極オシログラフが利用された。音響発振器—印荷励起装置—から発する（剪断応力によつて生じる）音響の振動周波数が岩石資料棒に生じた変形振動の共振周波数と一致する場合にはオシログラフに遮蔽現象が起るので信号装置の振幅が著しく大きくなつた。

第2図には種々の温度下で砂岩（No. 144）ならびに玄武岩玻璃で求められた共振曲線例が示



第2図 種々の温度下における試料の変形振動の共振曲線
a—砂 岩 b—玄武岩の溶融玻璃

第1表　種々の温度下における γ岩石試料のヤング率の平行測定成績

温度 (°C)	輝緑岩 No.3 Onezhskii		玄武岩 No.4 Kutaisskii		玄武岩No.21 Berestovetskii		花崗岩 No. 104 Garmskii (中部アジア)		白雲石No. 26 Gazganskii	
	I	II	I	II	I	II	I	II	I	II
20	10.4	10.4	6.42	7.30	7.08	7.13	6.32	6.44	7.08	7.08
100	10.2	10.3	6.41	7.23	6.97	7.03	6.01	—	5.64	5.50
200	8.95	8.90	6.34	7.03	6.68	6.72	4.36	4.35	4.02	3.88
300	7.76	7.82	6.19	6.80	6.39	6.47	3.32	3.27	3.10	2.88
400	6.15	6.20	5.64	6.26	5.59	5.65	2.40	2.42	2.70	2.66
500	4.83	4.81	5.23	5.76	5.18	5.28	1.70	1.82	2.52	2.50
600	3.31	3.26	5.04	5.51	4.99	5.07	0.76	0.82	2.49	2.45
700	—		5.07	5.43	4.96	5.10	0.66	—	2.23	2.25
800	—		5.15	5.60	5.10	5.20	0.60	—	1.45	—
900	—		5.34	—	5.31	5.37	—	—	0.43	—
1000	—		—	—	5.45	5.60	—	—	—	—

註) I と II 2 試料の平行実験

第2表　種々の温度下での石英と砂岩との縦波の速度 v, 減衰曲線 1/q, ヤング率 E

温度 (°C)	石英 No. 22*				砂岩 No. 107		
	$E \cdot 10^{-5}$	(kg/cm²)	$1/q \cdot 10^3$	$v \cdot 10^{-3}$ (m/sec)	$E \cdot 10^{-5}$ (kg/cm²)	$1q \cdot 10^3$	$v \cdot 10^{-3}$ (m/sec)
20	7.91	7.97	2.9	5.75	6.45	6.1	5.45
100	7.78	7.81	2.0	5.71	6.26	2.5	5.06
200	7.66	7.74	1.4	5.65	5.98	1.8	4.95
300	7.17	7.28	1.0	5.49	5.67	1.8	4.83
400	6.16	6.27	1.7	5.08	5.09	1.7	4.57
500	5.05	5.10	1.8	4.60	4.59	2.0	4.35
550	4.25	4.38	3.5	4.22	3.88	5.1	3.98
575	3.29	3.23	7.8	3.72	3.26	7.2	3.66
600	4.30	4.34	3.5	4.24	3.69	2.8	3.90
625	4.53	—	2.3	4.36	—	—	—
650	4.60	4.62	2.0	4.39	3.98	4.3	4.05
700	4.68	4.74	1.5	4.43	4.08	4.8	4.10
800	4.80	4.81	1.3	4.49	4.20	4.3	4.15
900	4.95	—	1.7	4.55	4.55	5.8	4.33
1000	5.62	—	4.0	4.86	4.76	12.5	4.81

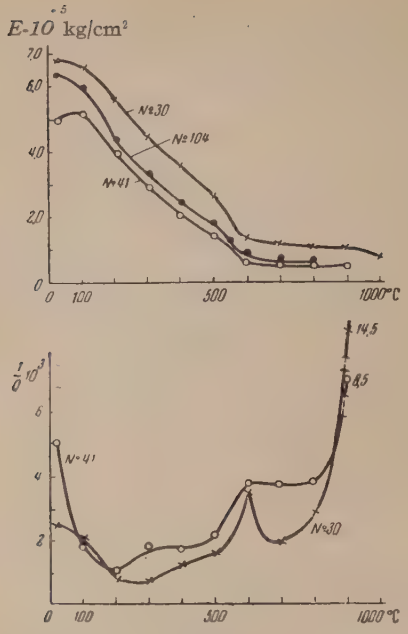
* 2 試料の平行実験

されてある。高温度下では，音響の吸収に関連して，共振曲線は著しく緩やかになつている。

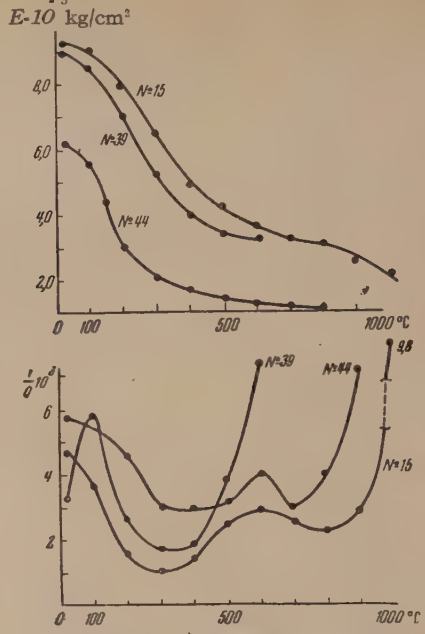
発振装置のスケルで読み取られた共振周波数には，剪断応力と回転慣性との補正を行つた。共振周波数の補正値 f_1 は次式によつて決定された。

$$f_1 = f_0\left(1+\alpha\frac{h^2}{l^2}\right)$$

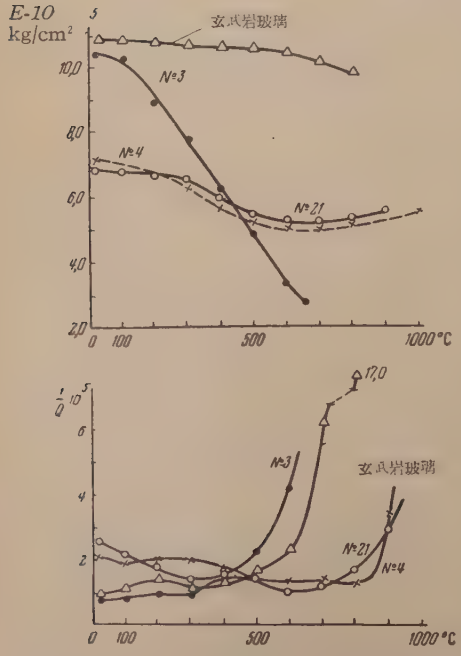
h は振動面における試料棒の厚さ，l は試料棒の長さ，α 値は素材のポアッソン係数 μ によつて異なる。$\mu=0$, $\alpha=8.3$; $\mu=0.2$, $\alpha=9.6$; $\mu=0.33$, $\alpha=10.4$, 本研究の岩石の μ 値は決定されなかつた。文献データによると信頼度の高い近似値として 0.2をとることができる（ポアッソン係数は温度によつて僅かに異なる）。



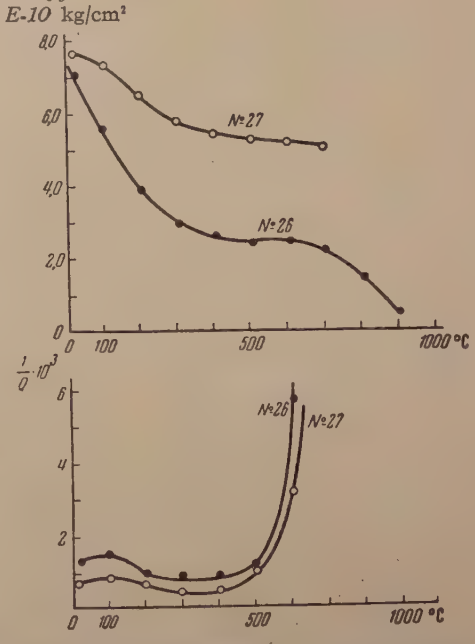
第 3 図 Garmsh 產中粒花崗岩 No. 104, Ya!tsenskii 花崗岩 No. 30, 花崗岩 No. 41 の(振動)減衰および動的ヤング弾性率と温度との相関関係を示す



第 5 図 閃緑岩 No. 39, 斑礫岩 No. 15, 曹灰長石 No. 44 の振動の減衰およびヤング弾性率と温度の相関関係を示す



第 4 図 Onezhskii 緑岩 No. 3, Kutaisskii 玄武岩 No. 4, Berestovetskii 玄武岩 No. 21, Kutaisskii 玄武岩から溶融された玻璃の振動の減衰およびヤング弾性率と温度との相関関係を示す



第 6 図 Gazganskii 白雲石 No. 26, Garuzinskii 石灰岩 No. 27 の振動減衰およびヤング弾性率と温度との相関関係を示す

ポアッソン係数値の不決定性は，測定結果に著しい誤差を招かない。これは次の事実をみれば明らかである。上述寸法の試料測定を行う場合には廻転の慣性効果の補正値はポアッソン係数が 0.2から0.3 に増加しても 0.1以下の変動にとどまるからである。室温下での上述寸法の岩石試料の共振周波数は 3,000 ～4,000（ヘルツ）範囲であつた。ヤング率の計算は次式によつた。

$$E=\frac{48}{\pi^2\beta^4}\ \frac{l^4f_i^2\gamma}{h^2}$$

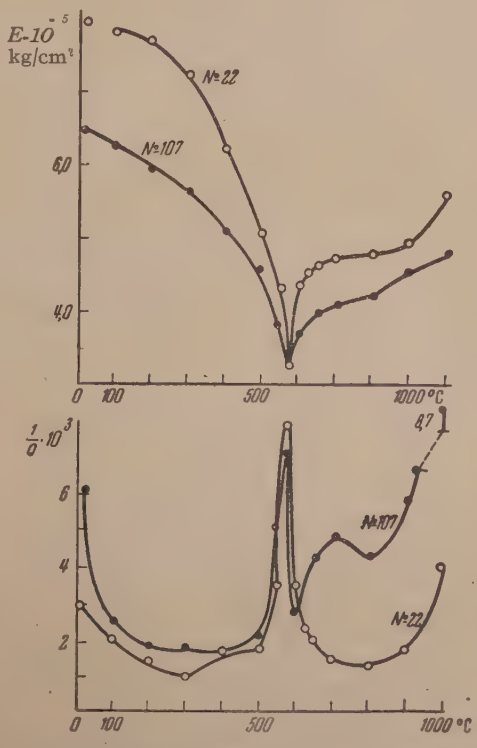
γ は素材の容量，β は振動型で決められる係数，自由端をもつ試料の曲げ振動の主音では $\beta=1.5056$ である。他の記号は 1 式と同じである。高温度の下でのヤング率の決定精度は 2～3 %である。

研究岩石には，2 つの異なる試料ごとに平行実験を行つた。第 1，2 表には No. 3 輝緑岩，No. 4 および21玄武岩，No. 104花崗岩，No. 26 大理石，No. 22 石英のそれぞれの実験結果が示されてある。表からみられるように，No. 4 の玄武岩を除けば，平行実験結果はきわめてよく一致している。同一岩石の 2 つの異なる試料のヤング率値の差は 5 %を超えない。

第 3 ～ 6 図にはヤング率 E と温度によつて異なる（1/q）振動減衰曲線に比例する値が示されてある。この図表から次の現象が認められる。玄武岩を除く他の岩石類では，弾性率は温度の上昇に伴なつて規則的に減少する。この場合花崗岩（第 3 図）には弾性率の減少が 600° まで著しく現われるが（約-$\frac{1}{6}$），さらに 900° まではほとんど一定の値を示す。温度の上昇を伴なうヤング弾性率の著しい減少は，輝緑岩・斑糠岩・閃緑岩および曹灰長石でも起きる。玄武岩に関しては，温度の上昇に伴なう弾性率の低下は大きくなく(20%) 600° に達すると若干上昇する傾向を示す。堆積岩・石灰岩および白雲石では20° から 400° までの温度変化で弾性率の著しい低下が表われる。さらに加熱すると，この種岩石の弾性率は，岩石の分解が認められる温度までほとんど一定の値を保つ。

粗粒岩石（花崗岩・曹灰長石）では，初期には減衰はきわめて大きく，次で 300° までは温度の上昇によつて低下するが，さらにこの温度を超えると相当高温度でも著しく上昇し始める。細粒岩石，例えば玄武岩・輝緑岩および堆積岩では t=20° の場合の減衰値は比較的大きくない。ある温度範囲では，その値の変化は小さいが，さらに高温度になると減衰値は花崗岩の場合のように著しく増大してくる。

玄武岩を熔融してつくられた玻璃 No. 4（しばしば晶状を示す）ではヤング率は原玄武岩の 1.5倍になる。800° まで加熱すると，ヤング率は，僅か10%の低下を示す。減衰率は初期にはほとんど一定であるが 600° から始まつて著しく大きくなる。特異な挙動は，



第 7 図　石英 No. 22 試料と砂岩 No. 107 との動的ヤング率および減衰率 1/q との温度的相関関係を示す

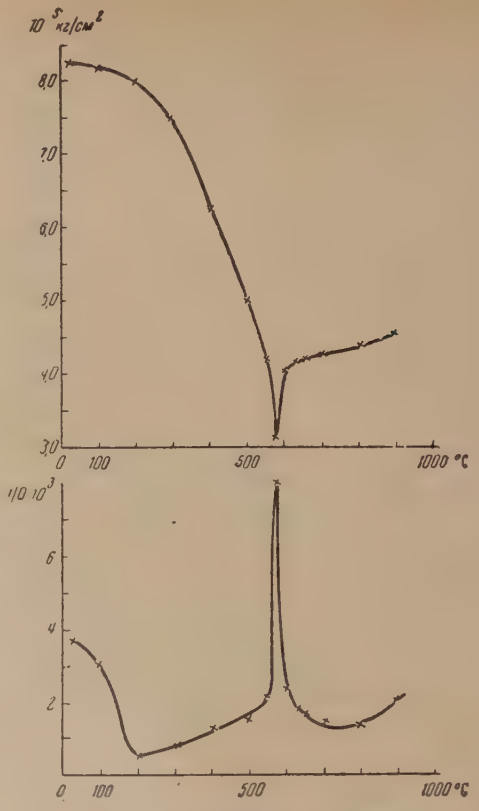
晶質石英からなる岩石中で認められる（第7，8図参照）。

この図からみられるように，砂岩および珪岩中では，ヤング率は500°まで最初緩やかに低下し，次で著しく低下を示し，t= 575°で最低値に達する。この温度を超すと，ヤング率はふたゝび上昇を始める。したがつてこの現象と対応して575°では極大減衰率が表われる。この種岩石のこのような挙動はt= 575°で起こる石英の同質異像的転移で説明できる。石英は，文献から知られているように，この温度でヤング率の極小値を示す。

求められた以上のデータを基にして，与えられた岩石の縦波（弾性）の伝達速度を周知の次式を利用し計算することは興味がある。

$$v=\sqrt{\frac{E}{\rho}\frac{1-\mu}{(1+\mu)(1-2\mu)}}$$

こゝでは全岩石のポアッソン係数は，すでに述べたように，温度と無関係に0.2にとる。この式から算出された種々の温度下の縦波の速度は第3表に示されてある。



第8図 No. 144 砂岩の動的ヤング率と減衰率との温度的相関関係を示す

石英および砂岩の対応速度値は第2表に示してある。加熱による岩石密度の変化は大きくないから，この場合における弾性波の速度変化はヤング率の変化で決められる。室温下での縦波の速度値は文献で知られている速度に近い値が求められた。

高温下での加熱後には大多数の岩石には，見掛上，多数の微割れ目の出現と関連して，強さ（脆弱性）が著しく低下するのが認められることを指摘しておこう。高温，高圧下，すなわち地球内部に存在する状態を模した条件のもとで岩石の弾性率を研究するのはきわめて興味がある。

結　論

1）ヤング率を研究するために，測定棒の振り振動の共鳴方法を使用した。この場合岩石を削つて横断面11× 0.8× 0.7cm の測定棒を作り，ニクロム線の hanger で電気炉中に装入した。炉温は 1,000°まであげた。

2）振動励起装置を電気動力学的変形に使用し，受振装置として電磁式 sound pickup を用いた。振動源－音響発生装置－の周波数を変えて，試料の共鳴周波数を決定した。求められた共鳴曲線から，岩石のヤング率ならびに減衰状態（機械的ロス）を計算した。

3）岩石試料の研究によれば花崗岩・玄武岩・輝緑岩・石灰岩・大理石のヤング率は，温度の上昇によつて逓減する。この場合花崗岩のヤング率は，温度 600°までは 1/6 減少してさらに 900°ではほとんど一定となる。玄武岩では，温度上昇によるヤング率の低下度は低い。高温度領域では，岩石の減衰度が著しく現われる。玄武岩から作られた玻璃（部分的には晶質）

第3表　種々の温度下で岩石中を伝達する縦波の速度

温　度 (°C)	v・10^{-3}m/sec										
	20	100	200	300	400	500	600	700	800	900	1000
輝緑岩 Onezhskii No. 3	6.16	6.13	5.72	5.34	4.75	4.20	3.50	—	—	—	—
玄武岩 Berestovetskii No. 21	5.19	5.17	5.06	4.95	4.64	4.45	4.37	4.36	4.41	4.51	4.57
玄武岩Kutaisskii No. 4	5.18	5.16	5.10	5.03	4.82	4.64	4.54	4.53	4.58	4.65	—
玄武岩玻璃 No. 4	6.27	6.24	6.21	6.18	6.16	6.15	6.11	6.03	5.94	—	—
斑礫岩 No. 15	5.94	5.88	5.52	4.98	4.45	4.03	3.72	3.52	3.43	3.11	2.86
閃緑岩 No. 39	5.89	5.73	5.20	4.54	3.90	3.64	3.56	—	—	—	—
曹灰長石 No. 44	5.32	5.09	4.50	3.74	3.13	2.83	2.62	2.47	2.32	2.27	—
中粒花崗岩 Garmskii No. 104	5.13	5.00	4.25	3.72	3.15	2.67	1.77	1.66	1.58	—	—
花崗岩 No. 41	4.54	4.67	4.08	3.48	2.95	2.43	1.63	1.50	1.45	1.38	—
花崗岩 Yaitsenskii No. 30	5.28	5.25	4.82	4.30	3.81	3.27	2.28	2.18	2.13	2.06	1.80
大理石 Gazganskii No. 26	5.35	4.78	4.04	3.53	3.30	3.20	3.17	3.00	2.41	1.31	—
石灰岩 Garuzinskii No. 27	5.61	5.50	5.14	4.88	4.73	4.68	4.66	4.57	—	—	—

では，ヤング率は原玄武岩よりも若干大きい。この種玻璃を 800° まで加熱した場合でも，ヤング率の減少率はきわめて低く10%程度である。

4）砂岩および珪岩のヤング率は 500° まで緩やかに低下し，次で急に低下度が大きくなり t= 575° で極小値を表わす。さらにヤング率はふたゝび上昇する。この現象は t= 575° では石英の同質異像的転移が生じるのと対応している。

5）岩石のヤング率で求められたデータを基にしてポアッソン係数が温度によって比較的左右されない点を考慮に入れると，温度 1,000° までの岩石中を走行する縦波の速度を算出することができる。

546.79(265)

日本島海域の太平洋海底における放射性元素の含有量について*

V. I. Baranov, L. A. Kuzmina
小 西 善 治 訳

きわめて僅な濃縮して海成堆積物中に存在する放射能元素の挙動は，海水中から沈積したマクロ成分の性質に基づく吸収・吸着過程で決定される。

放射性同位元素の大部分は，無定形珪素物質の細砕屑片かあるいは二酸化物の膠状粒子として海底に運び去られる。この種賦存状態は， Th, Io, Ra に特徴的であるが，頻度は劣るがUに対しても認められる。したがつて海水から沈積して海底に吸着されている放射性化学元素とその同位元素の海成堆積物中における分布を，その規模について，また各地区について研究することは確かに興味がある。

沿岸地区では，堆積物の生成の合法則性は海蝕作用で著しく錯雑化される。

本研究の目的はソ連アカデミーの海洋学研究所の探険隊が“Bityaz”号で日本列島区域の太平洋で採取した5個のコアと7個の dreding 試料中の Mn, Fe, Si 含有量と Io の挙動との相互関係の規則性を明らかにすることにあつた。この地区の海底は平均深度5,000～5,500m である。dreding sample とコア sample は，ほとんど海岸線に近い箇所（相当な深度をもつている）から始まつて横断面について採取を行つた。堆積物の上方層準は一般にみられるように，褐色または帯褐色の色調をもつた軟泥か，または（沿海観測点3222および3443を除いて）砂質または帯緑灰色の粘土質軟泥と，游泥質灰緑色軟泥で代表される。縦断面はまた下部で一様な灰緑色軟泥の褐色帯縞を示している。層状コアは3506観測点(深度 3,746 m)で採取された。この地点では軟泥の表面から 140—150—160 ㎝ の下部に粗粒および細粒游泥が認められた。

珪酸・鉄・マンガンの酸化物の決定法

珪酸・鉄・マンガンの決定は分析化学の普通の方法で行つた。

この種元素の存在量は第1表に示してある。

MnO の含有量はすべての試料を通じて，瀕海底観測点（3222, 3443）から深海底観測点（3476, 3495）にすゝむに従がつて規則的に増大し，その値は0.39から0.47%に達する。しかし深海観測点地帯では観測点による本質的な変化は認められない。

Fe_2O_3 と SiO_2 の決定は5コアだけについて行つた。この含有量は本研究の主データとなつている。第1表にみられるように，堆積層上部のこの種酸化物の含有量には，僅な変動が認められるが，その変動には特徴的な規則性がみられない。

このように上部層における Fe_2O_3 と MnO 酸化物の含有量は一定であつて， Fe_2O_3 5.72 %, SiO_2 54.64 %, MnO 0.45%（遠海（深海底）観測点）である。

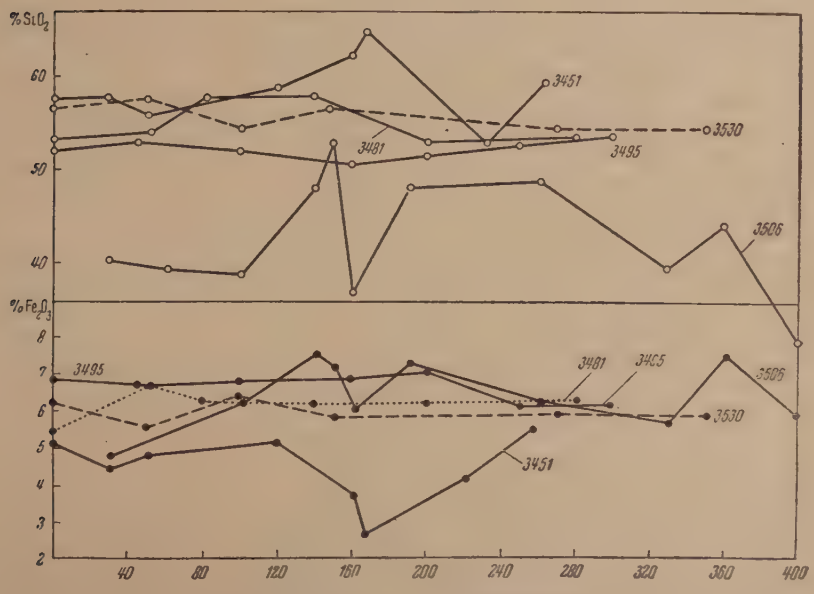
SiO_2 と Fe_2O_3 酸化物の垂直分布は，瀕海地帯から相当離れた3495, 3481, 3530観測点では一定である（第1図）。この地帯のコーア断面は，同種の粘土質軟泥からなつている。

3506, 3451観測点で採取されたコーアは極大変動を示している。この地帯は一層複雑な岩石組成地帯となつている。例えば，3506観測点では， 150～200 cm の深さに粗粒，細粒シルトの薄層が存在し，320～400 cm の深さでは，シルトが粘土質軟泥中に混在し，一見して Fe_2O_3 ならびに SiO_2 の含有量の変動が認められる。瀕海近くに分布する3451観測点でもシルトの間層が一定の深さ 160, 230cm の箇所に出現し，Fe_2O_3 と SiO_2 含有量に著しい変動と一般

* Баранов, В. И. & Л. А. Кузьмина: Содержание радиоактивных елементов в донных отложениях тихого океана в районе японских островов, Геохимия, No. 1, 1957

第　1　表

観測点	深　度 (m)	試料様式	堆積層の上部の特性	含有量 Fe_2O_3	MnO	SiO_2
3222	1455	dredger 試料	種々の粒径，灰色	—	0.03	—
3443	1427	〃	游泥質軟泥，灰緑色		0.03	—
3489	4596	〃	粘土質，暗肉桂色，シルト，砂		0.16	—
3476	5578	〃	軟泥，粘土質，肉桂色柔軟		0.39	—
3471	6076	〃	軟泥，粘土質，チョコレート肉桂色		0.47	—
3456	6056	〃	軟泥，粘土質，褐・肉桂色		0.46	—
3451	5678	コ　ー　ア	軟泥，粘土質，肉桂色柔軟	5.11	0.16	57.60
3481	6086	〃	軟泥，粘土質，肉桂色柔軟	5.43	0.30	53.26
3495	5154	dredger 試料	軟泥，粘土質，肉桂色，砂シルト	—	0.47	—
3495	5214	コ　ー　ア	軟泥，粘土質，暗肉桂色きわめて柔軟	6.87	0.42	52.00
3506	3746	〃	〃	4.95	0.19	40.60
3530	5024	〃	軟泥，粘土質，薄い層，淡肉桂色	6.23	0.43	56.24



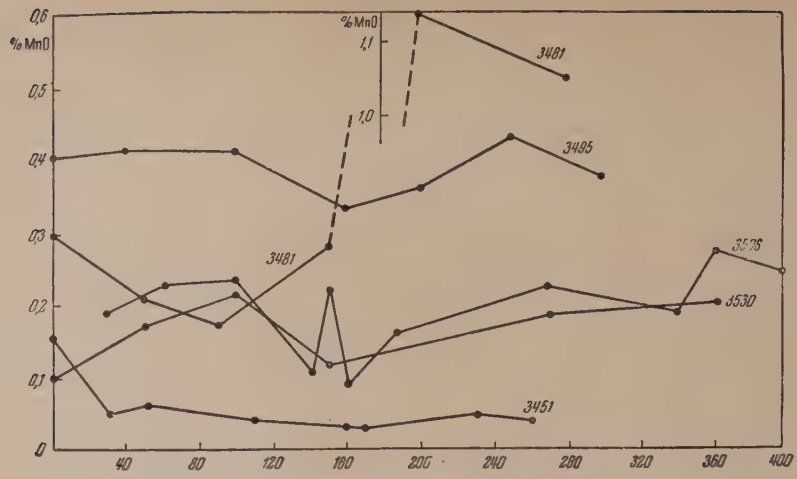
第 1 図　SiO_2 と Fe_2O_3 の含有量%（採取試料の深さ cm）

に一致している（第1図参照）。

MnO の垂直分布はあらゆる観測点を通じて，著しい変動を示し，上部層で選択的に富化されている。しかし3481観測点だけは MnO の含有量は 200～280 cm 層準で著しく上昇を示している（第2図）。

ウラン・トリウム・アイオニウムの決定

ウラン・トリウム・アイオニウム決定は，一秤量試料について次の方法で行った。カルシウムを carrier として沈澱させたトリウムのアイソトープを化学処理しUはアルファ線 count



第 2 図 コーア中における MnO の含有量% (採取試料の深さ cm)

第 2 表

観測点 (No.)	採取試料の位置	試料種類	含有量 Th γ/g	含有量 Io U単位γ/g	含有量 U γ/g	適用例 Th/U	適用例 Io/U
3471	34°03′N; 152°17′E	dredger	5.0	34.0	3.8	1.3	9
3456	34°51′N; 149°48′E	〃	5.4	31.0	3.0	1.8	10.3
3495	26°16′N; 145°47′E	〃	5	34.0	4.0	1.2	8.5
3222	40°47′N; 142°58′E	〃	1.6	3.2	1	—	—
3489	30°06′N; 141°51′E	〃	2.4	8.8	1.8	1.3	4.9
3443	40°59′N; 142°23′E	〃	3.6	6.4	1.5	2.4	4.2
3476	31°29′N; 150°48′E	〃	7.6	32	3.2	2.4	10
3506	23°15′N; 140°35′E	コーア	6	13	2	3	7.5
3495	26°16′N; 145°47′E	〃	5.4	20	1.8	3	10.1
3530	27°23′N; 131°30′E	〃	6	20	1.4	4.3	14
3481	31°21′N; 145°43′E	〃	6	23	2.4	2.3	9.6
3451	37°12′N; 146°52′E	〃	2.2	9	1.1	2	9

により，Io は，ベータカウンターによりベータ線を決定し，Th はクツネツオの "Toron" 試薬で比色分析を行つて決定した。

Io の決定は各コーア試料 30～50cm ごとに行つた。U, と Th の含有量は約 100cm ごとに決定した。

Th, ウランおよび Io (数例) の含有量は，きわめて少ないので，含有量の決定精度は15～20%である。

コーア試料とともに，dredger 試料中のこの種元素の決定を同時的に行つた。コーアおよび dredger 試料の上部層準から求められたデータを比較すると，コーア試料の Io 含有量は規則通りに dredger 試料の 1/3 以下である。これは試料採取の際，上部層が洗われ，乱されるからである。求められた試料は第 2 表に示されてある。

放射性元素の存在量をみると，近海観測点の U, Th, Io の含有量は一層遠海観測点に比較して減少を示している。上部層の Th の含有量は $5-6 \cdot 10^{-4}$%の変動を示している。Uの濃縮度は下部の 2～3 倍であつて，$2-3 \cdot 10^{-4}$%である。Th/U 比は 1.3 から 4.3 の範囲の変

動をなし，ある程度の厳密な法則性が認められない。

Io/U のこの値は一層安定し，近海地帯の観測点を除けば，平衡単位は～10 の変動を示す。近海観測点では，平衡単位は 4 に低下し，海水から沈積した沈澱物が瀬海地帯から搬入された物質で著しく dilute されていることを明らかに示している。したがつてあらゆる観測点を通じて，放射能平衡の乱れが明確に認められ，Io はウランに常に卓越している。

この現象は，海底軟泥のアイオニウムの垂直分布の研究後に行われた沈積速度決定の基礎となつている。以下には 5 観測点に関する詳細なデータが述べられている。

観測点 3451 (37°12′N, 146°52′E)

観測点3451は海辺から最小距離にある観測点であつて，規則通りに粘土質軟泥からなり，166 cm の深さにはシルト層が挟在し，260cm の深さにはシルトが混在している。

上部層は下部層に比較して U, Th, Io が若干乏しい。

岩石組成と放射性元素の含有量は第 3 表に示されてある。

第　　3　　表

深さ (cm)	含有量 Th γ/g	含有量 Io U単位γ/g	含有量 Uγ/g	特性*
0	2.2	10	1.2	粘土質軟泥，肉桂色，軟質
30	—	13	—	〃　灰色，シルトが混在する
52	—	9.1	—	粘土質軟泥，灰色，均質
166	—	3.8	—	シルト間層
230	—	8.8	—	灰色，粘土質軟泥，シルトが混在する
260	2.4	4.4	2.0	灰色，粘土質軟泥，シルト間層

* 試料採取当時（水分含有状態）の記載による

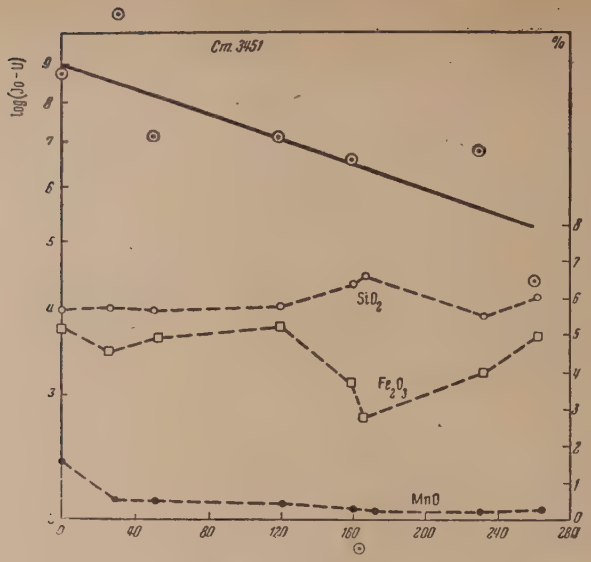
Io 含有量が 166— 260cm の深さで著しく減少するのは，シルト層が出現することで解明できるであろう。Io の含有量はこの層準で特徴的にみられる Fe_2O_3 含有量の低下と SiO_2 濃度の上昇とに同時に対応している（第 3 表）。

上部層における Io の不足は，上述の酸化物の含有量が次層よりも若干高いので化学的には解明できない。

Kröll の記載（Repts, Swedish Deep-Sea Expedition, 1947—48, **10**, No. 1 , 1 —32, 1955）によれば Io の含有量は三二酸化物の 1 つ，例えば Fe_2O_3 に普通入れられ，次にコーアの深さ（単位 cm）と Io/Fe_2O_3 との比の相関関係を半対数図表に投影して軟泥の沈積速度を算出している。この場合 Io の濃度からは軟泥中に含まれているウランの壊変で生成される部分を控除している。

3451観測点のデータについて類似の算出手続を施したがなんらの肯定的な成果が得られなかつた。反対に，Io/Fe_2O_3 比で求められた曲線は，Io 固有の壊変曲線で求められたものと比較して著しいバラツキを示している。したがつて海底への Io の沈積過程は三二酸化物ばかりでなく，現在まだ明らかにされていない他の因子で決定されることが考えられる。例えばシルト間層はあらゆる観測点を通じて Io の含有量が低いから，粒径が重大な影響を与えることが推測される。したがつて Io の賦存深度と濃度との（相関）変化曲線を求めて沈積速度を算出すれば一層正確な値が得られる。

この曲線は第 3 図に示されてある。 160と 240層準に対応する点では曲線が低下する。このような現象を示すのはすでに述べたように，シルト層が挟在していることで明らかである（したがつてこの点の値は沈積速度の算立にとり入れられない）。沈積速度の計算は中和曲線（Neutralized Curve）によつている。データのバラツキの大きいのは，岩石組成の多様性度が高く，時間層序における堆積物の沈積速度が異なつているためである。この種中和曲線によ



第 3 図 3451観測点における MnO, SiO_2, Fe_2O_3 の含有量%
(採取試料の深さ cm)

れば，精度が高いとはいえないが，一般的な形態で軟泥の沈積速度を評価することができる。求められた平均速度は 1 cm— 350 年にあたつている。

観測点 3481 (31°21′N ; 145°43′E)

本観測点は海岸線からさらに離れた地点にあつて，その地点のデータは第 4 表に示されてある。

第 4 表

深 度 (cm)	含 有 量 Th γ/g	Io/U単位γ/g	U/γ/g	岩 石 学 的 組 成
0	6	23	4.0	粘土質軟泥，肉桂色，軟質
50	—	12		淡肉桂色，軟泥，均質，シルトが混在する
85	—	4.7		暗肉桂色，軟泥，シルトが混在する
150	5.8	11	2.1	粘土質軟泥，淡肉桂色
200	—	7	—	粘土質軟泥，淡肉桂色
285	5.6	7.6	2.5	粘土質軟泥，淡肉桂色

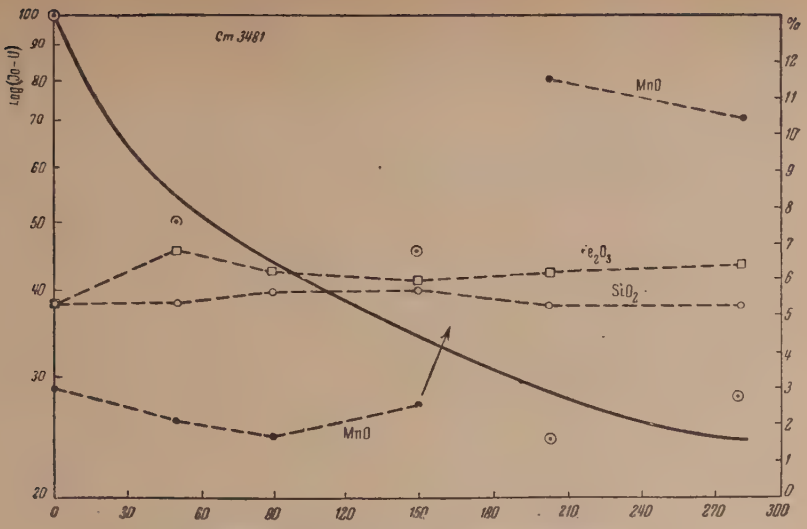
すでに述べたように本コーアでは，酸化鉄と珪酸との含有量はかなり一定しているが，MnO の濃縮度は下部層で著しく上昇してくるのが特色となつている。Th の含有量は一定し 5.5・10^{-4} %の変動を示す。

85cm の深さでは Io の濃縮度が著しく低下している。この現象は他のコーアと同様シルト混合物が出現しているためであろう。

Io の濃縮度—深度グラフからみれば，本コーアの沈積速度は 1 cm—1000 年に相当することを示している (第 4 図)。

観測点 3506 (23°15′N ; 140°35′E)

本観測点は岩石組成が複雑である。深さ 140～190 cm の箇所では，粗粒・細粒のシルトが出現するがこれと同時に SiO_2, Fe_2O_3, MnO の含有量が変動する。Th, Io と U の含有量は第 5 表に示してある。



第 4 図　3481 観測点の $MnO \cdot SiO_2 \cdot Fe_2O_3$ の含有量% (採取試料の深さ cm)

第　　5　　表

深　さ (cm)	含　有　量 Th γ/g	Io U単位 γ/g	U γ/g	岩石組成の特性
30	6	13	2	粘土質軟泥，淡灰色，シルトが混在する
60	—	10	—	
100	4.6	10	3.4	粗粒，黒色シルト
140	—	6.6	—	
150	—	6	—	細粒シルト
160	—	5.1	—	〃
185	—	5.9	—	〃
270	—	5.8	—	粘土質軟泥，淡肉桂色，均質
340	—	5.5	—	
360	—	6.3	—	粘土質軟泥，シルトが混在する
400	3.8	2.6	2.2	粘土質軟泥

第5表からみられるように，このコーア柱では Th と U との含有量は不定である。Io/Fe_2O_3 または Io/MnO の比から曲線を求めると著しいバラツキが認められる。平衡ウラン数を除外して，Io の壊変によって沈積速度を算出すると 1 cm— 700年の値が求められる（第5図)。

観測点 3530 (27°23′N；131°30′E)

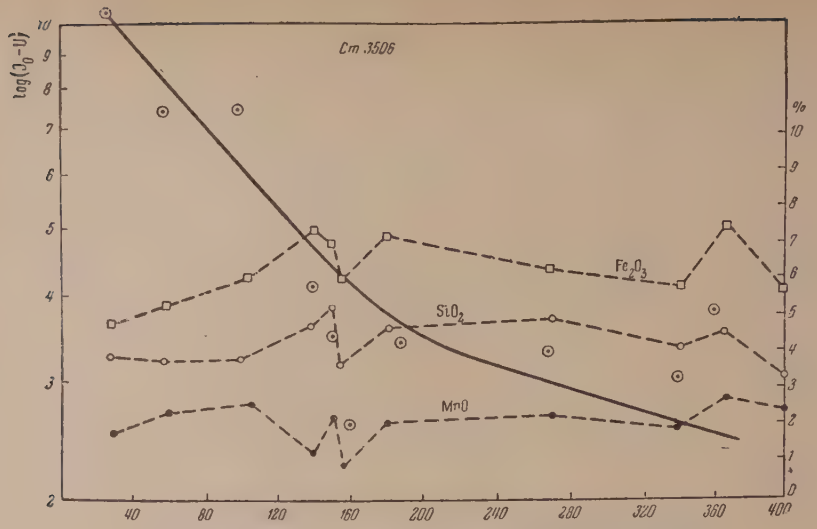
3530観測点では，著しく均質の薄い粘土質淡肉桂色軟泥が認められる。SiO_2 と Fe_2O_3 の含有量の変動範囲は小さいが，上部層準の MnO の含有量のみは次層の2倍以上に達する（第6図，第6表)。

Th の濃縮度は一定で，$6 \cdot 10^{-4}$ %である。

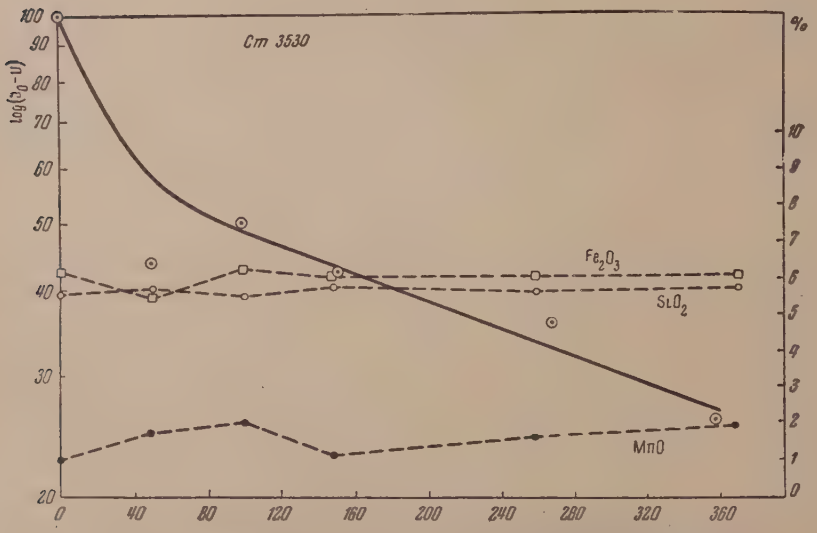
平均沈積速度は 1 cm—1000年である。

観測点 3495 (26°16′N；145°47′E)

3495観測点のコーア柱は，実際上全縦断面にわたつてきわめて軟質の粘土質暗肉桂色軟泥からなるのが特色となつている。SiO_2，Fe_2O_3，MnO の含有量の変動範囲はきわめて低く，Th の含有量の値もまたほとんど一定を示す。



第 5 図 3506 観測点における MnO,SiO2,Fe2O3 の含有量% (採取試料の深さ cm)



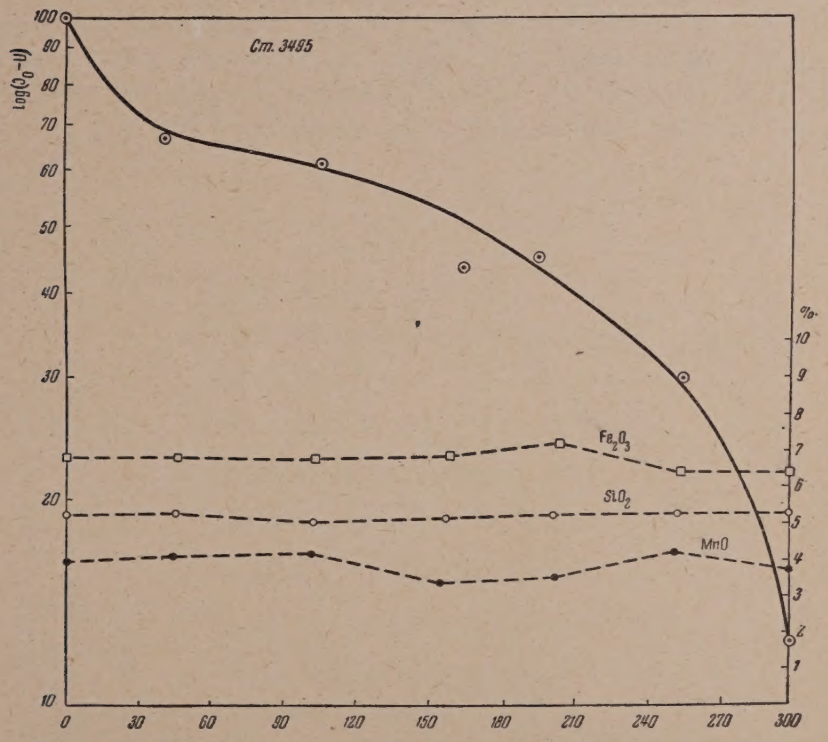
第 6 図 3530 観測点における MnO,SiO2,Fe2O3 の含有量% (採取試料の深さ cm)

第 6 表

深さ (cm)	含有量 Th γ/g	含有量 Io U単位 γ/g	含有量 Uγ/g	特性
0	6.0	20.0	1.4	粘土質軟泥, 薄い淡肉桂色を呈する
50	—	10.0	—	〃
100	—	11.0	—	〃
150	6.0	10.0	2.6	〃
270	—	8.5	—	〃
360	6.0	6.7	1.8	粘土質軟泥, 淡肉桂色を呈する

第　7　表

深さ (cm)	含有量 Th γ/g	Io U単位 γ/g	Uγ/g	特性
0	—	20.0	—	粘土質軟泥，暗肉桂色きわめて軟質
40	5.4	14.0	1.8	〃
100	—	13.0	—	〃
160	5.8	9.6	2.5	〃
200	—	10.0	—	〃
250	5.3	7.0	1.0	〃
300	—	4	1.0	軟土質軟泥，暗肉桂色，軟質



第 7 図　3495 観測点における MnO, SiO_2, Fe_2O_3 の含有量% (採取試料の深さ cm)

1 g (Io-U) と深度との相関関係式ならびに 1 g (Io-U)/MnO と深度との相関関係式で求められた曲線は，一放射性元素の典型的な壊変例を示している。この式で算出された沈積速度は 1 cm— 460年にあたる（第7表，第7図)。

結　論

求められたデータの分析結果によれば，コーア柱を特色付ける共通の法則が認められる。まず全コーアについていえば，Th の含有量の変動領域はきわめて低く，Th 同位元素，特に軟泥層中の Io 同位元素が移動しないことが考えられる。この仮説は，海底に両同位元素が同一方法で出現する条件の下でのみあてはまる。シルト層では規則的に Io の含有量の顕著な低下が認められる。この現象は粘土質の軟泥薄層中で Io が卓越的に増大することを示している。さらに雑多な岩石学的組成をもつコーアでは SiO_2, Fe_2O_3, MnO の含有量の著しい変動がみ

られる。Io の濃縮度を Io/MnO または Io/Fe_2O_3 で表わし Io の含有量の補正を行う分析方法は肯定的な結果が得られない。反対に Io の絶対値は深さに比例して一層規則的に減少する。この現象は海底泥中における Io の沈澱増加が三二酸化物の単純な吸着よりも一層複雑な機構（上昇）によることを示している。

グラフ上に表われたデータによれば，大きなバラツキが認められる。この現象は多くの場合，深度に比例して Io の濃度が規則的に低下する傾向を示すものでなく，むしろ Io の減少傾向を意味している（3451観測）。このことは一方では相当高い沈積速度（1 cm— 350年）で，他方ではコーアの岩石学的組成がきわめて雑多である点で解明できる。

第 2 の状態（組成の雑多）は3481と3506観測点のコーアデータが大きなバラツキを示すことで明らかである。

3530と3495観測点のコーアでは一定の岩石的学組成に対応してバラツキ度が著しく低い。求められた沈積速度値は 1 cm— 350～1000年の範囲の変動を示す。

太平洋の公海海域から採取された赤色軟泥のコーアに対して Ra 法（Kröll の前掲文献参照）で求められた沈積速度が 1 mm 1000 年と決定されている点からみれば，本データの 1 cm — 1000年は一般的な沈積概念と矛盾していない。これは本調査のコーア試料が常に一層高い沈積速度を示す近海海域から実際上採取されている点に留意すれば明らかである。

地質調査所月報 第8巻 第10号 目 次

報　文

東京都江東および都北工業用水源地域調査報告
—関東西部地域調査　第1報

概　報

宮崎県高千穂町に発見された下部三畳系
岩手県松川温泉地熱調査報告
North American 重力計 AGI—157 の感度測定結果報告
鹿児島県川内川水系堰堤地点地質調査報告

雑　報

岩手県赤金鉱山二枚山区域物理探査報告

資　料

交代作用過程の既説

地質調査所への連絡は

本　　所	神奈川県川崎市久本町（溝の口）135番地　電話 (70) 1146～1148番 (72) 4291～4293番
東京分室	東京都新宿区河田町8番地　電話 (34) 7131～8番
北海道支所	北海道札幌市南1条西18丁目　電話（3）5574番
仙台駐在員事務所	仙台市柳町通り28番地（仙台通産局内）電話（3）2306番
名古屋駐在員事務所	名古屋市東区長塀町（名古屋通産局内）電話（4）6416番
大阪駐在員事務所	大阪市大淀区大仁西2丁目（大阪工業技術試験所内）電話大阪 (45) 7019番
広島駐在員事務所	広島市基町1番地（廣島通産局内）電話中（2）1945番
四国駐在員事務所	高松市七番町56の1番地（四国通産局内）電話（高松）5681番
福岡駐在員事務所	福岡市北浜町2丁目19番地（通産省合同庁舎内）電話西局（2）6743番

昭和32年9月25日 印　刷
昭和32年9月30日 発　行

著作権所有 工業技術院地質調査所

印刷者　向　喜久雄
東京都品川区上大崎3の300
印刷所　一ツ橋印刷株式会社
東京都品川区上大崎3の300

U. D. C. 55 (05)

BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

昭和 33.2.-6

Katsu K[redacted] Director

Vol. 8 SEPTEMBER 1957 No. 9

CONTENTS

Kōji Motojima, Shin'ichi Maki, Kunio Kageyama & Masaki Kawano: Geochemical Survey of Natural Gas in the Vicinity of Shizuoka City ..... (1)

Shōzaburō Nagumo: Studies on the Elastic Wave Velocity in Clastic Rock

Part I Effect of Water Content on Elastic Wave Velocity in Clastic Rock ..... (27)

Part II Progressive Change of Elastic Property through Lithofication in Sandstone ..... (45)

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto-chō, Kawasaki-shi, Japan

地 質 調 月
Bull. Geol. Surv. J.
Vol. 8, No. 9, 1957